



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

MAESTRIA EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

Variación espacio-temporal de la temperatura superficial del mar en la región sur de la corriente de California, mediante análisis de imágenes satelitales.

T E S I S

Que para optar por el grado de

Maestría en ciencias

P r e s e n t a :

Fonseca Gally Ferrand Samuel

Tutor principal:

Dr. Raúl Aguirre Gómez

Instituto de geografía, UNAM.

México D.F. Enero 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Contenido

1	Introducción	1
2	Antecedentes	2
3	Objetivos.....	6
3.1	Objetivo general.....	6
3.2	Objetivos particulares	6
4	Marco Teórico.....	7
4.1	Percepción Remota	7
4.2	Tipos de sensores remotos.....	7
4.3	Percepción remota satelital.....	8
4.4	Temperatura Superficial del Mar.....	9
4.5	Correlación entre la anomalía de la temperatura superficial del mar y el zooplancton.....	13
5	Materiales y Métodos.....	14
5.1	Área de Estudio	14
5.2	Compuestos AVHRR.....	17
5.3	Compuestos MODIS	19
5.4	Comparación AVHRR – MODIS	20
5.5	Campo medio anual, ciclo estacional, climatología mensual promedio y anomalía mensual promedio de la TSM.....	21
5.6	Amplitud y fase del ciclo estacional de la TSM	22
5.7	Significancia del modelo de regresión	23
5.8	Tendencia de la TSM.....	23
5.9	El Niño – Anomalía de la temperatura superficial del mar	23
5.10	Oscilación decadal del Pacífico – ATSM	24

5.11	Variabilidad no estacional	24
6	Correlación entre la ATSM y el zooplancton	24
7	Resultados	27
7.1	Comparación AVHRR-MODIS	27
7.2	Campo medio anual, ciclo estacional, climatología mensual promedio y anomalía mensual promedio de la TSM	32
7.3	Amplitud y fase del ciclo estacional de la TSM	44
7.4	Significancia del modelo de regresión	46
7.5	Tendencia de la TSM	49
7.6	El Niño –Anomalía de la temperatura superficial del mar	51
7.7	Oscilación decadal del Pacífico – ATSM	53
8	Análisis en puntos específicos del área de estudio	56
8.1	Línea 100	58
8.2	Línea 110	61
8.3	Línea 120	63
8.4	Línea 130	68
8.5	Línea 137	71
9	Análisis de las mayores ATSM por año.	75
9.1	Año 2000	75
9.2	Año 2001	77
9.3	Año 2002 - 2003	78
9.4	Año 2004	80
9.5	Año 2005	82
9.6	Año 2006	83
9.7	Año 2007	86

9.8	Año 2008	88
9.9	Año 2009	92
9.10	Año 2010	94
10	Correlación entre las anomalías de la temperatura superficial del mar y del zooplancton.....	96
10.1	Correlación entre la abundancia de copépodos y la TSM.....	98
10.2	Correlación entre la abundancia de Eufáusidos y la TSM	100
11	Síntesis y conclusiones generales.....	103
11.1	Comparación AVHRR-MODIS	103
11.2	Campo medio anual, Ciclo estacional y Amplitud de la climatología	104
11.3	Tendencia de la TSM.....	105
11.4	Variabilidad no estacional de la TSM.....	105
11.5	Correlación entre la ATSM y el Zooplancton	106
12	Anexo I.....	107
13	Anexo II.....	107
14	Anexo III.....	109
15	Anexo IV	111
16	Glosario	114

Lista de figuras

Figura 1. Plan de estaciones del Programa IMECOCAL frente a la Península de Baja California. Los puntos representan las posiciones de las estaciones en cada crucero. Los números en cada transecto identifican la línea tal como fue diseñada por el programa CalCOFI. Los contornos indican la profundidad del fondo oceánico a los 200, 1000 y 3000 m. La separación entre estaciones es 20 m.n. y entre transectos de 40 m.n. (Gaxiola-Castro & R.Durazo, 2010).	5
Figura 2. Área de estudio	15
Figura 3. Mapa de la CC, regiones principales, corrientes y características geográficas principales. Tomado de Checkley Jr. & Barth (2009).....	17
Figura 4. Modelo de regresión lineal para la comparación entre datos de TSM del sensor AVHRR y MODIS para los compuestos mensuales del año 2007.....	27
Figura 5. Gráfica de residuos contra mes de comparación por cada pixel.....	28
Figura 6. Distribución espacial de los residuos AVHRR – MODIS (valores absolutos) para los compuestos del mes de Junio(a) y compuesto MODIS de la TSM en °C de Junio 2007 (b).....	30
Figura 7. Distribución espacial de los residuos AVHRR – MODIS (valores absolutos) para los compuestos del mes de Septiembre (a) y compuesto AVHRR de la TSM en °C de Septiembre 2007 (b).	30
Figura 10. Campo medio anual de la temperatura superficial del mar para el periodo Enero 2000 – Diciembre 2010.....	33
Figura 11. En color azul se presenta la TMP para la zona de estudio mientras que en color rojo se muestra la climatología mensual promedio (CMP) calculada mediante el ajuste armónico, ambas en °C.....	35
Figura 12. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante enero (a,b), febrero (c,d) y marzo(e,f).....	37
Figura 13. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante abril(a,b), mayo(c,d) y junio(e,f).	39
Figura 14. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante julio(a,b), agosto(c,d) y septiembre(e,f).....	41

Figura 15. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante octubre(a,b), noviembre(c,d) y diciembre(e,f).	43
Figura 17. Mes de ocurrencia del la TSM máxima (a) y mínima (b) según el modelo (Eq.1)	45
Figura 8. Contornos del coeficiente de determinación R^2 del ajuste de los armónicos anual y semi-anual estimado mediante la Ec. 1.....	47
Figura 9. Distribución espacial del error estándar de estimación entre la TSM y la climatología obtenida mediante la Ec.1.....	48
Figura 18. Tendencia lineal del promedio anual de la TSM (a) y tendencia de la ATSM por el método no paramétrico de Sen (b) en el periodo enero 2000-diciembre 2010 en °C/10 años.	50
Figura 19. Anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) e índice multivariado de El Niño, oscilación sur (MEI).	51
Figura 20. Coeficiente de correlación ATSM – MEI. La zona sombreada representa el área donde la correlación es estadísticamente significativa ($p < 0.05$).....	53
Figura 21. Anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) e índice de la oscilación decadal del Pacífico.....	54
Figura 22. Índice de correlación entre la anomalía de la TSM y PDO. La zona sombreada representa el área donde la correlación resulta estadísticamente significativa ($p < 0.05$).	55
Figura 23. Puntos específicos del área de estudio y campo medio anual de la TSM para el periodo de estudio. Los números indican la estación IMECOCAL correspondiente.....	57
Figura 24. TSM, climatología y anomalía de la TSM para los puntos 100.30 (a,b) y 100.45 (c,d).	60
Figura 25. TSM, climatología y ATSM para los puntos 110.36 (a, b) y 110.45 (c, d)	62
Figura 26. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 120.30 (a,b) y 12.45(c,d)....	65
Figura 27. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 120.65(a,b) y 120.80(c,d)...	67

Figura 28. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 130.30(a,b) y 130.40(c,d)...	69
Figura 29. TSM, Climatología(a) y ATSM (b) del punto 130.60.....	71
Figura 30. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 137.23(a,b) y 137.40(c,d)...	73
Figura 31. TSM, Climatología (a) y ATSM del punto (b) 137.60.....	74
Figura 32. TSM en °C (a) y ATSM (b) para el mes de Junio de 2000.	76
Figura 33. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de noviembre de 2000.	76
Figura 34. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de junio de 2001	77
Figura 35. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de mayo de 2002	79
Figura 36. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2002	79
Figura 37. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de febrero 2003.	80
Figura 38. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de mayo de 2004.	81
Figura 39. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de agosto de 2004.	82
Figura 40. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de junio de 2005.	83
Figura 41. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de marzo de 2006.	85
Figura 42. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de julio de 2006.	85
Figura 43. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de noviembre de 2006.	86
Figura 44. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de enero de 2007.	87

Figura 45. Patron espacial del flujo geostrofico superficial estimado a partir de la altura dinamica del mar (a) y patron espacial de la salinidad a 10m (b) correspondientes al mes de enero de 2007, tomada de Georicke, <i>et al.</i> (2007)...	87
Figura 46. TSM °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2007.	88
Figura 47. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de enero de 2008.	89
Figura 48. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de agosto de 2008.	90
Figura 49. Altura dinámica (centímetros dinámicos) presentada en el crucero 0807 calculada a 0 m, referenciada a 500 m. Las flechas indican la dirección aproximada de las corrientes. Tomada de Miranda-Bojórquez et al (2009a).....	90
Figura 50. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2008.	91
Figura 51. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de mayo de 2009.	93
Figura 52. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de agosto de 2009.	93
Figura 53. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de septiembre de 2009.	94
Figura 54. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de marzo de 2010.	95
Figura 55. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2010.	95
Figura 56. ABZ (barras) y ATSM (línea continua) del área de estudio durante el periodo 2000-2010. La línea punteada indica la tendencia lineal de la ABZ.	97
Figura 57. ABZ (barras) y ATSM (línea) en la estación 130.40 durante el periodo 2000-2010	98
Figura 58. Anomalía de la abundancia de copépodos (barras) y ATSM (línea) del área de estudio durante el periodo 2000-2010. La línea punteada indica la tendencia lineal de la ABZ.....	99

Figura 59. Anomalía de la abundancia de copépodos (barras) y ATSM (línea) en la estación 123.50 en el periodo 2000-2010. 100

Figura 60. Anomalía de la abundancia de Eufáusidos (barras) y ATSM (línea continua) del área de estudio durante el periodo 2000-20010. La línea punteada indica la tendencia lineal de la ABZ..... 102

Figura 61. Anomalía de la abundancia de Eufáusidos (barras) y ATSM (línea) en la estación 100.35 durante el periodo 2000-2010. 103

1 Introducción

La información básica sobre condiciones ambientales, es un requisito fundamental para la detección de cambios dentro de un ecosistema, así como para la toma de decisiones al momento de elaborar programas de manejo y conservación (MacKenzie & Schiedek, 2007). De modo particular, el conocimiento de los patrones de distribución de la temperatura en cuerpos acuáticos es de gran importancia para muchos estudios científicos (Anding & Kauth, 1970).

La temperatura superficial del mar (TSM) es uno de los parámetros oceanográficos más importantes para el estudio de la dinámica de las aguas de una región ya que es información básica en la elaboración de estudios oceanográficos como el mapeo de corrientes y la estimación del intercambio de energía térmica entre el agua y la atmósfera; puede utilizarse también como un indicador de cambios en las condiciones físico-químicas del ambiente marino, siendo de gran utilidad en la elaboración de estudios sobre climatología, predicción de clima y cambio climático global, campo en donde la elaboración de series de tiempo se vuelve particularmente importante al permitir determinar intervalos absolutos de temperatura, tasas de cambio con respecto a un periodo de tiempo y la frecuencia con la que se presentan temperaturas extremas (MacKenzie & Schiedek, 2007).

En el aspecto biológico, la TSM es un parámetro íntimamente relacionado con los organismos marinos, ya que es un factor determinante en la distribución y localización de varias especies (Anding & Kauth, 1970); afectando su comportamiento, distribución y aspectos poblacionales. La respuesta biológica a las variaciones de temperatura pueden ser directas (efectos fisiológicos que afectan la tasa de supervivencia) o indirectas (afectaciones en las interacciones predador-presa, por lo tanto, las series de tiempo de temperatura, y/o de biota, deben comprender periodos suficientemente largos para apreciar cambios a gran escala así como las posibles respuestas de los organismos a dicho cambio (MacKenzie & Schiedek, 2007). En el aspecto ecológico, múltiples estudios han

demostrado una estrecha relación entre los cambios en la temperatura del mar y el fitoplancton (Richardson & Schoeman, 2004), la producción primaria (Gregg, *et al.*, 2003) y la comunidad pelágica, particularmente en lo que se refiere a cambios en la composición y abundancia de diversas especies de valor comercial (Lehodey, 2001, Attrill & Power, 2002).

En cuanto a las metodologías empleadas para la determinación de la TSM, existen dos aproximaciones distintas: la medición *in situ* y los métodos de percepción remota. Ésta última, emplea sensores electromagnéticos a bordo de aviones o más comúnmente de satélites los cuales cubren grandes áreas, aportan información a intervalos regulares, durante largos periodos de tiempo y proporcionan datos de alta precisión.

2 Antecedentes

Los primeros estudios sistemáticos de la zona de la Corriente de California (CC) se realizaron como parte del proyecto California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI), proyecto de investigación a largo plazo que inició en 1949, teniendo como objeto la investigación de las causas que provocaron la declinación de la abundancia de sardina en la CC, dicho proyecto se concibió originalmente como una aproximación oceanográfica en la investigación pesquera y luego fue evolucionando hasta convertirse en un programa de investigación del ecosistema completo, abarcando el área comprendida entre Punta Concepción y la frontera México-USA, que son los límites presentes de las colectas CalCOFI.

Los estudios realizados actualmente dentro de la porción sur de la CC, que se encuentra frente a la península de Baja California, están a cargo del grupo denominado “Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California” (IMECOCAL) el cual busca obtener información de la región sur de la CC, que permita un estudio bien definido de contrastes y similitudes con la región estudiada por el proyecto CalCOFI.

El proyecto IMECOCAL está diseñado para proveer descripciones cuantitativas de procesos físicos y biológicos que contribuyan a ampliar la comprensión del papel que juega la estructura y los procesos físicos en la dinámica del ecosistema de la CC, en el sector correspondiente a Baja California. El objetivo último es lograr la capacidad de predicción en forma realista de la respuesta del ecosistema pelágico al cambio climático regional y global, así como a las actividades pesqueras y otras perturbaciones antropogénicas (IMECOCAL, 2004).

Como parte integral de proyecto se realizan muestreos constantes dentro de una red de puntos ubicada entre Ensenada, al norte y bahía Magdalena al sur (Fig. 1). Dichos muestreos se lleva a cabo mediante campañas oceanográficas a bordo del buque oceanográfico Francisco de Ulloa (CICESE). Los cruceros IMECOCAL se han realizado cada trimestre desde septiembre de 1997, excepto en abril de 1998, octubre de 2006, octubre de 2007, enero y julio de 2009 y enero de 2010 (Lavaniegos, *et al.*, 2010).

En cuanto a los estudios de la TSM en el área, se cuenta con diversos antecedentes, entre los cuales destaca el realizado por Lynn y Simpson (1987) que analizaron la variabilidad estacional de la CC mediante el empleo de datos de temperatura superficial, salinidad, altura dinámica del mar y oxígeno disuelto obtenidos *in-situ*. En dicho estudio, los autores se basaron en la fase y magnitud de la variabilidad para dividir el área de estudio en tres regiones mismas que fueron retomadas en estudios subsecuentes y que son utilizadas en éste trabajo. Estas tres zonas son las siguientes:

- i. Dominio Costero: Zona próxima a la costa, dominada por procesos locales como el viento y las corrientes costeras.
- ii. Dominio oceánico: Área alejada de la costa y en donde la variabilidad estacional está determinada por procesos dinámicos de gran escala y por la interacción océano-atmósfera.

- iii. Dominio de transición: Localizado entre las dos regiones anteriores, este dominio está caracterizado por una alta variabilidad, ocasionada por fluctuaciones no estacionales (giros y meandros) en el núcleo de la CC.

De manera particular, la percepción remota satelital ha sido ampliamente aplicada en el Sistema de la Corriente de California (SCC), donde hay abundancia de datos hidrogeográficos y climatológicos con los cuales la información satelital puede ser comparada, refinada y verificada (Armstrong, 2000). Destacan en éste campo los estudios de Gallaudet & Simpson (1994) quienes analizaron la variabilidad de la TSM mediante funciones empíricas ortogonales empleando datos satelitales para en el periodo de octubre de 1984 a Junio de 1989. Como resultado de éste trabajo, además de comprobar la utilidad de las imágenes satelitales en el estudio de la TSM, los autores confirmaron los hallazgos de Lynn & Simpson (1987) y establecieron además la presencia de un marcado patrón latitudinal en los campos medios de la TSM.

Más recientemente podemos mencionar el estudio de Kurczyn-Robledo (2000) quien, por medio de imágenes satelitales, analizó la variabilidad espacio-temporal de la TSM en el periodo comprendido entre noviembre de 1981 y septiembre de 1998, encontrando fuertes variaciones relacionadas con la ocurrencia de los fenómenos de El Niño y La Niña. Éste trabajo habla también de la existencia de un patrón de diferencia térmica, con dirección norte sur y una diferencia de temperatura entre las zonas próximas a la costa y las localizadas mar adentro, confirmando, una vez más, los dominios propuestos por Lynn & Simpson (1987) y el patrón latitudinal descrito por Gallaudet & Simpson (1994)

Finalmente, cabe mencionar que diversos análisis, realizados en el área de estudio han presentado puntos de vista opuestos en cuanto a la tendencia de la TSM en la porción sur de la CC. Por una parte, existen quienes describen una tendencia negativa (enfriamiento) de -0.07 °C (Belkin, 2009) mientras que por la otra, hay estudios que mencionan una tendencia al calentamiento en la región costera de la CC cuya magnitud varía dependiendo del periodo de análisis y de la

metodología empleada. Así, mientras que Roemmich & McGowan (1995) hablan de un incremento de 1.5°C entre 1951 y 1993, otros estudios mencionan un incremento de entre 1 y 1.3 °C en el periodo 1949-2000 (Bograd & Lynn, 2003, Di Lorenzo, *et al.*, 2005).

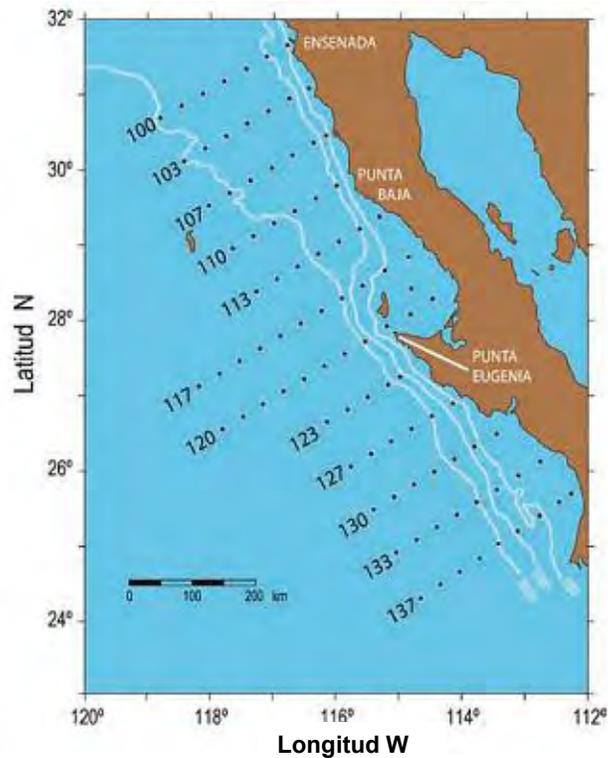


Figura 1. Plan de estaciones del Programa IMECOAL frente a la Península de Baja California. Los puntos representan las posiciones de las estaciones en cada crucero. Los números en cada transecto identifican la línea tal como fue diseñada por el programa CalCOFI. Los contornos indican la profundidad del fondo oceánico a los 200, 1000 y 3000 m. La separación entre estaciones es 20 m.n. y entre transectos de 40 m.n. (Gaxiola-Castro & R.Durazo, 2010).

3 Objetivos

3.1 Objetivo general

- Describir la variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial del mar en el área de estudio durante el periodo Enero 2000 - Diciembre 2010 y su relación con la comunidad zooplanctónica.

3.2 Objetivos particulares

1. Identificar y delimitar regiones marinas que se diferencien por la variación espacial de la TSM.
2. Analizar las escalas temporales de la variabilidad de la TSM.
3. Analizar la tendencia de la TSM en la zona de estudio.
4. Identificar y cuantificar las variaciones temporales de la TSM y su relación con El Niño, La Niña y la Oscilación decadal del Pacífico.
5. Analizar la interrelación entre la variación espacio-temporal de la TSM con la biomasa de zooplancton y con la abundancia de los grupos más abundantes: Copépodos y Eufáusidos

4 Marco Teórico

4.1 Percepción Remota

El término “percepción remota” fue acuñado en 1960 por Evelyn Pruitt de la Oficina de Investigación Naval de los Estados Unidos. La historia de percepción remota, sin embargo, es considerablemente más antigua. Las primeras fotografías aéreas fueron tomadas desde un globo cerca de París en 1858, seguidas por fotografías tomadas desde aviones y otras plataformas móviles localizadas sobre el área que se pretendiera estudiar. No fue sino hasta la Primera Guerra Mundial que la fotografía aérea fue utilizada a gran escala y de manera sistemática. Durante éste periodo las cámaras fueron específicamente diseñadas para el reconocimiento aéreo y se desarrollaron instalaciones de procesamiento asociadas, para producir y analizar miles de fotografías por día. Igualmente importante al avance tecnológico, fue el desarrollo de las técnicas de fotointerpretación para obtener información de inteligencia a través de estas imágenes. (Butler, *et al.*, 1990).

En la actualidad, la percepción remota se puede definir como todos aquellos métodos de medición a distancia que nos permitan detectar las condiciones del sistema sin la necesidad de contacto directo (Zavala, 1997). De manera más detallada, podemos decir que la percepción remota es la ciencia de adquirir información de la superficie terrestre, sin tener un contacto directo con ella, mediante la medición y almacenamiento de la energía reflejada o emitida, así como el procesamiento, análisis y aplicación de la información obtenida (C.C.R.S., 2010)

4.2 Tipos de sensores remotos

La percepción remota de un ambiente acuático puede realizarse desde una variedad de plataformas de observación. Dependiendo de la distancia entre el sensor y el objetivo, se pueden identificar cuatro categorías de plataformas:

barcos, globos, aviones y satélites. Los dispositivos encargados de la detección y medición de los parámetros a estudiar se denominan sensores. Un sensor es un dispositivo que detecta y mide parámetros físicos tales como la radiación, y los convierte en una forma en la cual pueden ser almacenados o transmitidos.

Dependiendo de la metodología empleada para la medición, los sensores se pueden clasificar en: sensores activos, que transmiten la radiación para “iluminar” la superficie y medir la cantidad de radiación que es reflejada y los sensores pasivos que, en contraste, miden la radiación producida naturalmente ya sea energía solar reflejada o energía terrestre emitida (Butler, *et al.*, 1990).

4.3 Percepción remota satelital

Entre los métodos de percepción remota, se destaca la percepción remota satelital que, como su nombre lo indica, determina una variedad de parámetros mediante sensores electromagnéticos (activos o pasivos) a bordo de satélites (Comiso, 2010).

La primera imagen de la tierra vista desde el espacio transmitida por un satélite llegó en 1959 desde el satélite estadounidense EXPLORER-6 y para el año de 1960, fue lanzado el primer satélite meteorológico del mundo (TIROS-1). Éste fue el que encabezó los satélites ambientales más avanzados que actualmente están en operación (Butler, *et al.*, 1990). El campo de la percepción remota satelital se encuentra en constante evolución, el mejoramiento de los sensores y el desarrollo de sistemas multicanal, que realizan mediciones en el espectro visible, infrarrojo y de microondas, han optimizado los procesos de adquisición de datos geofísicos y han mejorado su exactitud (Comiso, 2010). Del mismo modo, la implementación de nuevas técnicas de análisis de datos han logrado que, en la actualidad, los sistemas de percepción remota sean una opción práctica y atractiva para el manejo e investigación de sistemas marinos y costeros (Klemas, 2009).

El auge de la percepción remota satelital ha resultado en la puesta en órbita de numerosas plataformas de medición lo que a su vez permite realizar una gran

cantidad de mediciones, en zonas geográficas muy amplias y por un periodo de tiempo extendido; facilitando la labor de investigación y optimizando el uso de los recursos disponibles. Mediante el uso de la percepción remota satelital, es posible la elaboración de series de tiempo a partir de datos confiables y a intervalos constantes; sin la necesidad de acudir físicamente a la zona de estudio.

4.4 Temperatura Superficial del Mar

Históricamente, los datos sobre la Temperatura superficial del mar (TSM) han sido obtenidos a partir de mediciones *in situ*, ya sea por medio de bollas oceanográficas o mediante mediciones directas. Ésta metodología de muestreo tiene la ventaja de que puede proporcionar datos no sólo de la TSM sino de la temperatura de toda la columna de agua, sin embargo, requiere gran cantidad de recursos e infraestructura, lo cual limita el alcance geográfico de la información así como su disponibilidad en grandes escalas de tiempo.

En términos generales podemos decir que mientras más precisa sea la información de la distribución de la temperatura y mayor sea la cobertura geográfica y temporal, más útiles son los datos. Sin embargo, generalmente a mayor precisión, mayor es el costo generado por la obtención de la misma (Anding & Kauth, 1970).

En los últimos años, la medición de la TSM a partir de datos satelitales ha atraído mucho la atención de investigadores en todo el mundo lo que ha llevado a que los requerimientos técnicos aumenten rápidamente (Merchant, *et al.*, 2009). A su vez, esto ha impulsado el desarrollo de múltiples técnicas de manejo de datos que incrementan su exactitud y resolución (Anding & Kauth, 1970, Reynolds, *et al.*, 1989, Gallaudet & Simpson, 1994, Bisagni, *et al.*, 2001). Así, la TSM es una de las mediciones geofísicas obtenidas vía satélite con mayor precisión (Merchant, *et al.*, 2009).

La teoría en la que se basa la percepción remota satelital de la TSM es relativamente simple. Para que la percepción remota de un objeto sea posible,

hacen falta tres cosas: un objeto cuyas características se pretendan medir, un sensor y un flujo de energía entre ambos. Éste flujo debe tener una intensidad determinada, provenir de una unidad de superficie y tener una dirección concreta (Yuras, 1998).

En el caso de la percepción remota de la TSM, la temperatura del agua se determina a partir de la medición de la radiación infrarroja emitida por el agua (Maurer, 2002). Para entender éste proceso, hay que tomar en cuenta que toda materia con una temperatura superior al cero absoluto (-273 °K), emite radiación en una longitud de onda determinada (Comiso, 2010). La relación que existe entre la temperatura de un cuerpo (el agua en éste caso) y la radiación que el mismo emite se encuentra determinada por la ley de Planck que establece la siguiente ecuación:

$$M_n \lambda = \frac{2\pi h c^2}{\lambda^5 (e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1)}$$

Donde $M_n \lambda$ indica la emitancia radiativa espectral de un cuerpo negro a una determinada longitud de onda, h es la constante de Planck, (6.626×10^{-34} Js), k la constante de Boltzman (1.38×10^{-23} Ws²/K); c la velocidad de la luz (2.9979×10^8 ms⁻¹), λ es la longitud de onda y T la temperatura absoluta de un cuerpo negro (°K) (Yuras, 1998).

La ecuación anterior constituye el fundamento de la percepción remota de la TSM al establecer que si se conoce la emisividad de un cuerpo particular, la temperatura de dicho cuerpo puede ser despejada y su valor puede ser determinado, midiendo la radiación que emite en una λ específica (Anding & Kauth, 1970).

Otra consideración importante para la percepción remota deriva de la ley de Wien, la cual establece la relación entre la temperatura de un cuerpo y la λ en donde la emisión es mayor. Según ésta ley, a mayor temperatura la radiación emitida por un cuerpo será mayor en λ más cortas, lo que resulta de gran importancia para

seleccionar la banda espectral a emplear en la determinación de la temperatura por percepción remota (Yuras, 1998).

En el caso particular de la TSM, también tenemos que tomar en cuenta que la atmósfera juega un papel importante en la medición, modificando la cantidad de radiación que llega al sensor desde la tierra. Para eliminar dicha interferencia, el método más empleado es el conocido como de la doble ventana. En éste método se aprovechan dos zonas del espectro electromagnético a través de las cuales la absorción atmosférica es menor (10.5 – 12.5 μm). Basándose en la absorción diferencial del vapor de agua, se establece un factor de corrección proporcional a la diferencia entre la radiación medida en ambos canales (Coll, *et al.*, 1993).

La medición de la TSM a partir de sensores remotos satelitales tiene diversas ventajas, entre las cuales destacan:

- a) La existencia de una correlación muy buena entre las sombras claras y oscuras en una imagen infrarroja (IR), con la temperatura caliente y fría del mar; produciendo una visión cualitativa de la estructura térmica de la superficie del mar, sin la necesidad de complejas correcciones o algoritmos.
- b) La naturaleza operacional de los satélites meteorológicos de órbita polar TIROS/NOAA y los GOES, la cual asegura un suministro regular y continuo de datos de los radiómetros IR.
- c) La amplia disseminación de los datos IR, debido al bajo costo de instalación de estaciones APT (Automatic Picture Transmission) para ambas series de satélites y la relativa facilidad de recibir datos en HRPT (High Resolution Picture Transmission) a través de antenas disseminadas por todo el mundo.
- d) La tecnología actual nos permite obtener una muy alta precisión en la calibración de los datos de TSM, alcanzando una exactitud hasta de 0.1 °C

Así pues, en la actualidad, la TSM se obtiene de manera rutinaria a partir de las temperaturas de brillo infrarrojo observadas por satélites geoestacionarios y polares (Merchant, *et al.*, 2009). Desde el 1972, la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de los Estados Unidos de América ha estado midiendo la TSM a partir de imágenes obtenidas de diversos sensores satelitales y en 1978 la misma agencia puso en órbita el sensor “Advanced Very High Resolution Radiometer” (AVHRR) que es un escáner electromagnético de cuatro o cinco canales, sensible al espectro electromagnético visible, al infrarrojo cercano y al infrarrojo térmico; capaz de determinar de manera remota la cobertura de nubes y la temperatura de la superficie, ya sea terrestre o marina.

El AVHRR se encuentra en los satélites POES lo que da una cobertura global al realizar aproximadamente 14 orbitas polares diarias. El cálculo de la TSM se elabora a partir de imágenes nocturnas (para eliminar la radiación solar reflejada) y la temperatura es corregida constantemente mediante temperaturas de bollas oceanográficas (NOAA, 2000, NOAA, 2008, NOAA, 2010) de modo que en latitudes medias es posible obtener mediciones de temperatura superficial con una exactitud de hasta 0.5 °K (Coll, *et al.*, 1993).

A pesar de las ventajas mencionadas anteriormente, existe una serie de limitantes, siendo la principal que los satélites sólo pueden “ver” la superficie del agua. Las ondas de radio, y en general las microondas, no se propagan dentro del medio acuoso, por lo que la penetración de la luz es limitada. Es por éste motivo que los datos *in situ* resultan sumamente importantes, ya que mientras la información satelital nos proporciona una visión sinóptica, los datos de CTD aportan datos puntuales de toda la columna de agua ayudando a la detección de fenómenos verticales (e. g. clinas).

4.5 Correlación entre la anomalía de la temperatura superficial del mar y el zooplancton

El zooplancton juega un papel importante en el ciclo del carbono y otros elementos en el océano, además constituye la fuente de alimento de diversos peces y larvas, así como de algunos mamíferos y aves marinas (Lavaniegos, *et al.*, 1998). Por éstos motivos es importante conocer las tendencias en su biomasa así como las interacciones que tiene con respecto a las variables físicas y climáticas (Roemmich & McGowan, 1995). Diversos estudios han empleado el volumen de zooplancton como una manera de analizar la respuesta del ecosistema ante factores climáticos como El Niño o cambios decadales (Roemmich & McGowan, 1995, Lavaniegos, *et al.*, 1998, Mackas, *et al.*, 2006, Lavaniegos, 2009, Lavaniegos, *et al.*, 2010) y sus resultados, al relacionarse con otros factores como la presencia y abundancia de especies, han sido de utilidad para determinar zonas biogeográficas dentro del sistema de la corriente de California. De acuerdo a diversos estudios realizados durante el periodo de 1951 a 1978 en los sectores frente a California y Baja California (42-23°N), el zooplancton presenta un patrón de distribución dominado por dos características, en primer lugar el gradiente termohalino latitudinal propicia el incremento de la proporción de biota tropical hacia el sur (Reid *et al.* 1958, Reid *et al.* 1978, Lynn & Simpson 1987 en Lavaniegos, *et al.*, 2010), y en segundo, un frente de surgencias que se forma de la costa hacia mar adentro por el forzamiento de los vientos dominantes del noroeste (Huyer 1983 en Lavaniegos, *et al.*, 2010) genera una alta productividad biológica que a su vez modifica la abundancia y composición del zooplancton.

Por otra parte, se ha documentado una gran variabilidad que sigue un patrón estacional. En primavera (abril-junio), cuando se presentan las surgencias costeras, se da una proliferación de especies de afinidad templada (Lavaniegos, *et al.*, 2010), mientras que durante el resto del año, a medida que el flujo principal hacia el ecuador es menor y se da un avance hacia el norte de la masa de agua ecuatorial la composición del zooplancton se caracteriza por la presencia de

especies oceánicas asociadas al giro subtropical así como de especies del Pacífico tropical oriental (Brinton, 1962)

5 Materiales y Métodos

5.1 Área de Estudio

El área de estudio se encuentra localizada frente a las costas de la península de Baja California, entre los 23.5° y 32.5° de latitud norte y bordeando la costa (110 - 116.5° W), hacia el mar hasta los 118° de longitud oeste (Fig. 2). Comprende 84 puntos de la red de muestreo IMECOCAL.

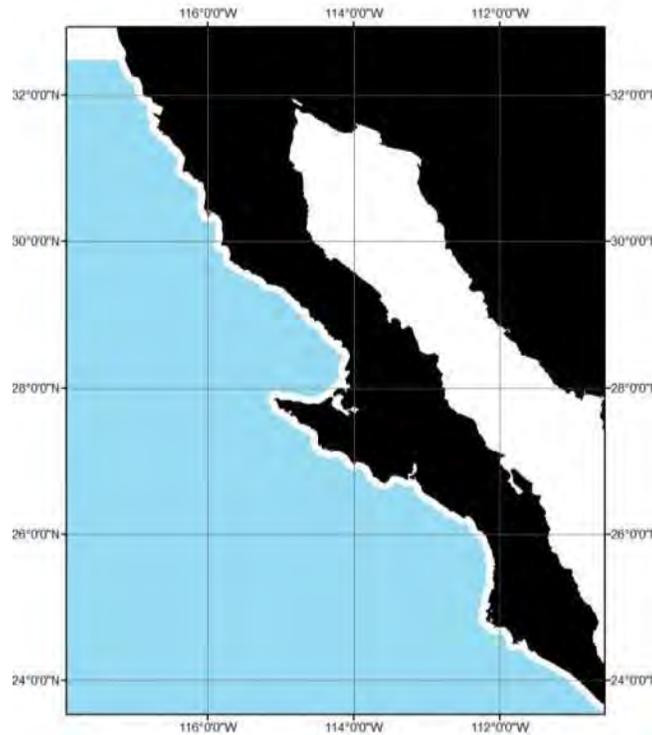


Figura 2. Área de estudio

Ésta zona, constituye una región en la que se mezclan tanto las aguas como comunidades faunísticas del norte y del sur y está caracterizada por una diversidad relativamente alta de especies. Su porción norte es una importante zona de transición biogeográfica, tanto de peces como de invertebrados, siendo el límite septentrional del área de distribución de muchas especies de latitudes bajas y el límite meridional de la distribución de muchas especies de latitudes altas (Wilkinson, *et al.*, 2009).

El área de estudio pertenece al SCC que a su vez es parte del gran giro oceánico del Pacífico norte. En las latitudes altas (48°N), influenciada por los vientos dominantes en la zona, la Corriente del Pacífico Norte se mueve hacia el oriente hasta que se divide en dos partes al chocar contra la costa de Norte América. La porción más pequeña se dirige hacia el norte, formando el giro de Alaska mientras que la parte más grande se dirige hacia el sur transformándose en la Corriente de California (CC) (Reid, *et al.*, 1958).

La CC propiamente, tiene su origen frente a la costa norte de Washington, Estados Unidos en frontera con Canadá. A partir de ahí se desplaza hacia el sur hasta la península de Baja California en México (Espinosa-Carreón, *et al.*, 2001) (Fig. 3). En su porción norte, la CC se caracteriza por tener agua de menor temperatura que la encontrada en la zona costera adyacente, diferencia que disminuye conforme se desplaza al sur mezclándose con agua más cálida (Reid, *et al.*, 1958).

Esta corriente se mantiene a lo largo de todo el año, desplazándose en los primeros 500 m. de la columna de agua (Checkley Jr. & Barth, 2009) con una velocidad promedio inferior a los 25 cm s^{-1} , aunque puede alcanzar velocidades superficiales promedio de hasta 50 cm s^{-1} dependiendo de la temporada del año (Lynn y Simpson, 1987).

Además de los cambios estacionales, a escala interanual existe una gran variabilidad en los procesos físicos y biológicos de la CC relacionados con el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) (Chelton, *et al.*, 1982) y recientemente se habla de una variabilidad a escala interdecadal relacionada con un cambio climático que tuvo lugar en el Pacífico Norte a fines de los 1970's y que se conoce como la oscilación decadal del Pacífico (Trenberth & Hurrell, 1994).

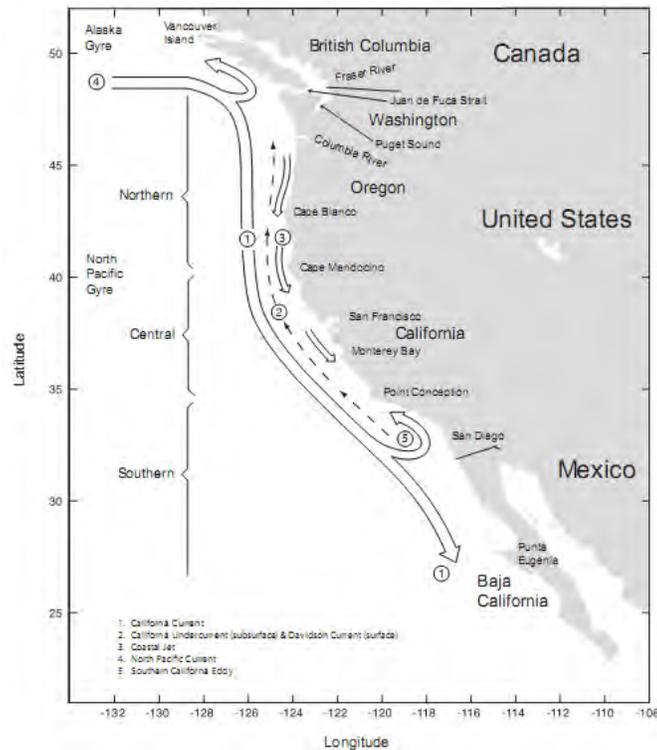


Figura 3. Mapa de la CC, regiones principales, corrientes y características geográficas principales. Tomado de Checkley Jr. & Barth (2009).

5.2 Compuestos AVHRR

Para la obtención de datos de TSM se emplearon principalmente imágenes satelitales producidas por el sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) a bordo del satélite NOAA-14, éste sensor proporciona información de cinco bandas espectrales entre los 0.8 – 12.5 μm , orbitando el planeta 4 veces al día y proporcionando imágenes de TSM con una resolución espacial de 1.1 km por pixel, que han demostrado tener un alto grado de comparación respecto los datos tomados *in situ* (Koblinsky, *et al.*, 1984). Éstas imágenes son recibidas y procesadas de manera cotidiana en el Instituto de Geografía de la UNAM, a pesar de lo cual, no se contó con compuestos mensuales para la totalidad del periodo de estudio, de manera que fue necesario el uso de imágenes del sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) para completar los datos.

Las imágenes producidas por el sensor AVHRR son recibidas y analizadas rutinariamente en el Laboratorio de Análisis Geoespacial del Instituto de Geografía (UNAM) mediante el uso del sistema "Terascan" (Sea Space Corp.), que está compuesto de un sistema de adquisición de información satelital y un paquete de software empleado para el análisis y manejo de datos satelitales.

Una vez adquiridas las imágenes satelitales producidas por el sensor (AVHRR) se procedió a la obtención de datos de TSM mediante comandos propios del software antes mencionado los cuales llevan a cabo el siguiente proceso:

- 1 El primer paso consistió en extraer las bandas espectrales de interés, dentro de la zona geográfica deseada. Para el presente estudio se emplearon solamente las imágenes nocturnas por lo que se extrajeron las bandas 3,4 y 5. En éste paso también se determinaron diversos parámetros geográficos usados posteriormente para la referenciación geográfica de las imágenes producidas y se obtuvieron los datos de calibración del sensor AVHRR.
- 2 La segunda etapa del proceso incluyó la representación gráfica de uno o más canales de los datos extraídos del AVHRR. En éste momento se procedió a la corrección de errores de referenciación causados por la diferencia entre el reloj del sensor y el tiempo terrestre, por pequeños cambios en la altitud del satélite y por cambios en la inclinación y rotación del mismo. El resultado fue una imagen espectral correctamente georeferenciada.
- 3 En éste paso se emplearon los datos auxiliares producidos por el AVHRR para calibrar el sensor y obtener porcentajes de albedo y temperaturas precisas (Kidwell, 1985).
- 4 La corrección por nubes consistió en eliminar los pixeles con cobertura de nubes y que pudieran generar errores en el cálculo de la TSM. A grandes

rasgos, el proceso implica la comparación del valor de cada pixel con los valores de los 8 pixeles circundantes en una matriz de 3x3. Dicha comparación busca diferencias de temperatura entre los pixeles y evalúa el porcentaje de albedo de cada uno para eliminar los pixeles que presenten grandes diferencias de temperatura respecto al resto de la matriz y los que presenten altos valores de albedo (Deschamps & Phulpin, 1980, Bernstein, 1982). Al terminar el proceso se obtuvo una imagen rectificadas, donde se calculó la TSM en cada pixel libre de nubes mediante el algoritmo de McClain *et al.* (1985) mientras que a los pixeles con nubes se les asignó un valor nulo.

- 5 Una vez creadas las imágenes de TSM mediante el procedimiento antes descrito, se procedió al cálculo de los promedios mensuales creando un compuesto de todas las imágenes obtenidas durante el mes respectivo.

5.3 Compuestos MODIS

Para la obtención de los datos faltantes en los compuestos AVHRR se recurrió al uso de compuestos MODIS, los cuales son recibidos rutinariamente por la antena de la CONABIO. Los satélites equipados con sensores MODIS proporcionan datos de la Tierra en 36 bandas espectrales entre 0.405 y 14.385 μm , dos veces durante el día y dos veces durante la noche con resoluciones espaciales de 250m, 500m y 1 km por pixel.

El sistema de procesamiento de datos de la CONABIO calcula la Temperatura Superficial del mar (TSM, °C) utilizando dos algoritmos diferentes. La SST estándar se calcula mediante imágenes diurnas (SST) y nocturnas (NSST) de los satélites Terra y Aqua. Mientras que el producto SST4 se calcula usando sólo las imágenes nocturnas que consisten de la diferencia entre la Temperatura de brillo en las longitudes de onda de 3.959 y 4.050 μm que corresponden a imágenes

infrarrojas de onda corta (bandas 20, 22 y 23 del MODIS), ya que SST4 no es válido durante el día debido a la reflexión solar. Los algoritmos y el proceso de análisis empleado se detallan en Cerdeira-Estrada & López-Saldaña (2001).

Para el presente estudio sólo se emplearon las imágenes MODIS/Aqua SST4 con una resolución espacial de 1Km las cuales son procesadas de manera rutinaria en la CONABIO y fueron proporcionadas por el Dr. Sergio Cerdeira Estrada.

5.4 Comparación AVHRR – MODIS

Como se mencionó anteriormente, los datos empleados en el presente estudio provienen principalmente del sensor AVHRR, por lo que antes de poder emplear los compuestos MODIS para suplir los datos faltantes, fue necesario realizar una comparación entre los datos generados por ambos sensores.

Para éste análisis se seleccionaron los compuestos mensuales AVHRR y MODIS del año 2007 ya que en éste año se contó con todos los compuestos mensuales de ambos sensores.

La comparación se llevó a cabo en dos etapas, en la primera, se realizó una comparación pixel a pixel de todos los compuestos mensuales juntos, mediante un análisis de regresión lineal, además, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson y el error absoluto promedio.

La segunda etapa consistió en la comparación de los compuestos AVHRR de cada mes contra el compuesto MODIS correspondiente. En éste caso se llevó a cabo una comparación pixel a pixel de cada par de compuestos con la finalidad de analizar la disposición espacial de los residuos, además, para cada mes se realizó una comparación de medias, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson y se determinó el error promedio, es decir, el promedio del valor absoluto de la diferencia entre los valores AVHRR y MODIS.

En ambas etapas, la zona comparada abarcó toda el área de estudio (Fig. 1); no se tomaron en cuenta los pixeles que representan tierra, ni los que forman parte

del golfo de california ya que dicha área se encuentra fuera de la zona de interés para el presente estudio. También se eliminaron del análisis aquellos pixeles en los que al menos una de las imágenes del par presentara cobertura de nubes o valores nulos.

5.5 Campo medio anual, ciclo estacional, climatología mensual promedio y anomalía mensual promedio de la TSM

El campo medio anual se calculó a partir de las imágenes satelitales antes mencionadas, obteniendo el promedio de la TSM de cada pixel para el periodo enero 2000 a diciembre 2010. Para ello, se analizaron un total de 132 compuestos mensuales de TSM que abarcaron el periodo comprendido entre enero de 2000 y diciembre de 2010. Cabe mencionar que se contó con 111 compuestos mensuales del sensor AVHRR, por lo que los 21 restantes fueron obtenidos del sensor MODIS. A pesar de lo anterior, la imagen AVHRR correspondiente al mes de mayo de 2001 presentó serios problemas de procesamiento y no se contó con el compuesto MODIS correspondiente por lo que en dicho mes se empleó el compuesto mensual AVHRR con resolución de 4 km generado por la NOAA.

En lo que respecta al ciclo estacional, éste se calculó usando los promedios zonales de cada uno de los compuestos mensuales de la TSM a partir de los cuales se elaboró una serie de tiempo de temperaturas mensuales promedio que abarcó el periodo de enero 2000 a diciembre 2010. Partiendo del hecho de que las fluctuaciones periódicas en la cantidad de radiación solar que incide en el océano constituyen el principal factor forzante de la TSM y presentan un patrón sinusoidal, sobre todo en las zonas tropicales y costeras (Seckel & Beaudry, 1973) de modo que el ciclo anual de la TSM se puede modelar como una serie de senos y cosenos representando los armónicos anuales y semianuales (Lentini, *et al.*, 2000) cuyos coeficientes pueden ser calculados mediante el método de mínimos cuadrados (Lynn, 1967, Lynn y Simpson, 1987) de acuerdo a la ecuación 1 (Ec.1):

$$Y(t) = a_0 + a_1 * \cos\left(\frac{2\pi t}{c_1}\right) + b_1 * \sin\left(\frac{2\pi t}{c_1}\right) + a_2 * \cos\left(\frac{2\pi t}{c_2}\right) + b_2 * \sin\left(\frac{2\pi t}{c_2}\right)$$

Ecuación. 1

Dónde:

$Y(t)$ es la TSM en el mes t , expresado en meses a partir de enero de 2000; a_0 es el valor medio de la TSM, a_1, b_1, a_2 y b_2 son los coeficientes de regresión para los armónicos anual y semianual respectivamente y c_1, c_2 son las frecuencias de dichos armónicos.

Empleando el modelo antes descrito, se obtuvo una serie de tiempo a partir de la cual se pueden calcular las temperaturas medias estacionales y obtener las anomalías de la TSM restando el valor observado del valor calculado por el modelo.

De manera similar, empleando la ecuación antes descrita se calculó la climatología mensual promedio empleando las series de tiempo generadas a nivel de pixel y con los datos obtenidos de este ajuste se realizó el cálculo de la anomalía mensual promedio restando el valor mensual promedio de cada pixel del valor del campo medio anual.

5.6 Amplitud y fase del ciclo estacional de la TSM

Se determinó la amplitud del ciclo anual de la TSM para cada pixel del área de estudio mediante el cálculo de la diferencia entre el valor máximo y mínimo de la climatología, ambos obtenidos mediante el modelo de ajuste antes descrito. De manera similar, se emplearon los datos de TSM máximas y mínimas en cada pixel para determinar la fase del ciclo estacional.

5.7 Significancia del modelo de regresión

Para evaluar la significancia del modelo de regresión descrito anteriormente, se calculó el coeficiente de determinación (R^2) de las series de tiempo obtenidas en cada pixel de manera que se obtuvo una medida del porcentaje de la varianza de la TSM explicada por el modelo de regresión aplicado (Ec. 1), además, se calculó el error estándar de estimación (rmse, por sus siglas en inglés) el cual nos da una medida de las diferencias que se podrían encontrar entre los valores predichos por el modelo y los valores obtenidos en la medición de la TSM.

5.8 Tendencia de la TSM

En un esfuerzo por esclarecer la controversia sobre la tendencia de la TSM en el área de estudio, se procedió a realizar dos análisis similares pero con procedimientos distintos. En primer lugar se analizó la tendencia siguiendo una metodología similar a la empleada por Belkin (2009), calculando el promedio anual de cada pixel lo que dio como resultado una serie de tiempo de temperatura anual promedio con una resolución aproximada de 1km por pixel. Posteriormente a cada serie de tiempo se le aplicó un ajuste lineal y se empleó la pendiente obtenida para calcular la tendencia en un periodo de 10 años.

En segundo término, se realizó un análisis de tendencia desde el punto de vista de las anomalías mensuales de cada pixel (climatología mensual promedio-TSM). Cabe mencionar que los datos de anomalía no presentaron una distribución normal, por lo cual la tendencia se calculó mediante el método no paramétrico de Sen (1968).

5.9 El Niño - Anomalía de la temperatura superficial del mar

Para analizar la relación entre la ATSM y el fenómeno del niño se realizó un análisis de correlación entre los valores de anomalía no estacional de la TSM y los valores proporcionados por el índice "Multivariate El Niño Southern Oscillation Index" (MEI) (Wolter & M.S. Timlin, 1993). Dicho análisis se realizó en primer

lugar empleando los datos de anomalía a nivel de toda la zona de estudio y después empleando las series de tiempo de ATSM a nivel de pixel.

5.10 Oscilación decadal del Pacífico – ATSM

Para el análisis entre la ATSM y la oscilación decadal del Pacífico, se empleó el índice con el mismo nombre denominado PDO por sus siglas en inglés (Mantua, *et al.*, 1997). Se realizó un análisis de correlación entre los datos antes mencionados y los valores de anomalía de la TSM previamente obtenidos, tanto a nivel del área de estudio como al nivel de pixel.

5.11 Variabilidad no estacional

Como primer paso en el análisis de la variabilidad no estacional de la TSM, se calculó la anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) para cada mes del periodo de estudio, removiendo al promedio mensual, la temperatura de la climatología mensual promedio obtenida del ajuste armónico (Ec.1). Un proceso similar se empleó para la elaboración de los mapas de ATSM restando de cada pixel el valor de la climatología mensual promedio (CMP) para el mes correspondiente. En ambos casos, se calculó el coeficiente de correlación entre la ATSM y el Índice Multivariado ENSO (MEI), proxy de los fenómenos de El Niño/La Niña y el índice de la Oscilación decadal del Pacífico (PDO) así como el grado de significancia estadística de los coeficientes obtenidos. Los análisis se realizaron primero a nivel de toda el área de estudio y después para cada pixel.

6 Correlación entre la ATSM y el zooplancton

Los datos de biomasa de zooplancton empleados en el presente estudio, fueron obtenidos de las campañas realizadas entre 2000 y 2010 como parte del proyecto IMECOCAL (Lavaniegos, *et al.*, 2010). Las muestras fueron colectadas mediante arrastres oblicuos en la mayor parte de las estaciones oceanográficas del programa (ver fig.1) utilizando una red bongo de 500 μm de luz de malla cuyo

diámetro fue de 61 cm en 2000 y cambió a 71 cm a partir de octubre de 2001. La profundidad máxima de los arrastres osciló entre 200-217m en las estaciones profundas, mientras que en las estaciones someras el lance cubrió la columna de agua entre la superficie y 10 m por encima del fondo. El volumen de agua filtrada se midió con un flujómetro en la boca de la red. Las muestras se fijaron en formaldehído al 4% neutralizado con borato de sodio (Lavaniegos, *et al.*, 2010).

Una vez concluida cada campaña, las muestras se analizaron en el laboratorio. Se determinó la biomasa de zooplancton mediante el método del volumen desplazado de zooplancton (Kramer, *et al.*, 1972). La abundancia de copépodos y eufáusidos se determinó por conteos en las muestras recolectadas en horario nocturno a partir de una fracción (de 1/8 a 1/128, dependiendo de la cantidad de plancton) obtenida con un fraccionador Folsom. Los organismos de la fracción se identificaron a grandes grupos y se contaron con ayuda de un microscopio estereoscópico. Únicamente los datos de copépodos y eufáusidos fueron seleccionados en la presente investigación. Los datos se estandarizaron con relación al volumen filtrado en cada estación y son reportados en $\mu\text{l m}^{-3}$ para biomasa y en individuos por m^{-3} en el caso de la abundancia.

El número de muestras de biomasa analizadas se muestra en el anexo II y las de abundancia en los anexos III y IV, donde se puede observar que el número de veces que se muestreo cada estación varió en función de factores meteorológicos así como a las condiciones del barco. Cabe hacer notar que el número de muestras es menor en el caso de la abundancia ya que solo se consideraron en el análisis las muestras nocturnas eliminando de éste modo la variabilidad causada por la migración vertical de los organismos.

En lo que se refiere al análisis de correlación entre la biomasa zooplanctónica y la anomalía de la temperatura superficial del mar, el primer paso a realizar fue la normalización de los datos de volumen de zooplancton mediante la transformación logarítmica, a continuación se realizó en el cálculo de la media estacional de largo periodo para la totalidad del área de estudio. Con los datos obtenidos se calculó la anomalía de la biomasa zooplanctónica (ABZ), restando de cada valor la media

estacional de largo periodo, de ésta manera se eliminó la variación estacional y se obtuvo un valor que sólo representa la variación no estacional. Posteriormente se calculó el coeficiente de correlación entre los datos de ATSM promedio y la ABZ promedio.

El análisis de correlación entre las abundancias de copépodos, eufáusidos y la TSM se realizó mediante un proceso similar, calculando la anomalía en la abundancia de copépodos (AAC) y la anomalía en la abundancia de eufáusidos (AAE) tanto a nivel zonal como para cada una de las estaciones de muestreo y haciendo después un análisis de correlación y correlación cruzada entre las anomalías de cada grupo y las anomalías de temperatura superficial del mar del periodo correspondiente.

7 Resultados

7.1 Comparación AVHRR-MODIS

La comparación de los datos obtenidos de los sensores AVHRR y MODIS mostró un buen ajuste. En la figura 4 se presenta la relación de la temperatura por pixel de los compuestos MODIS y de los compuestos AVHRR. La línea roja continua representa la línea de ajuste de los puntos de acuerdo con la ecuación $y = 1.269 + 0.9636 * x$, misma que da un coeficiente de determinación (R^2) de 0.882, lo que indica que el modelo ajustado explica más del 80% de la variabilidad en los datos. La línea punteada representa la línea que seguiría el ajuste si éste fuera perfecto y se muestra solo como referencia.

El error absoluto promedio obtenido fue de 0.44 °C, por lo que podemos concluir que al menos en éste nivel de la comparación, el error obtenido está por debajo del nivel de exactitud reportado para el sensor AVHRR y que es de 0.5 °C (USGS & EPA, 2011).

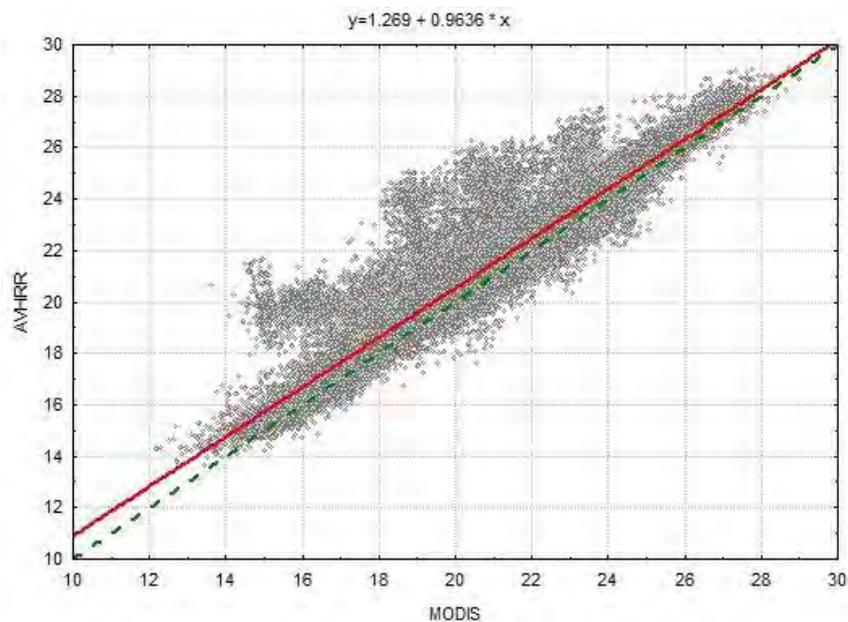


Figura 4. Modelo de regresión lineal para la comparación entre datos de TSM del sensor AVHRR y MODIS para los compuestos mensuales del año 2007.

Como se observa en la gráfica, algunos datos presentaron diferencias considerables, de hasta 8°C entre la temperaturas reportada por AVHRR y MODIS. Al analizar la gráfica de residuos (Fig. 5) se observó una distribución desigual en los mismos, destacando la presencia de diferencias de hasta 6 grados al comparar los compuestos de Junio. Para sustentar ésta observación se realizó una prueba de Durbin-Watson con el objeto de determinar la existencia de autocorrelación en los residuos. Dado que el resultado de la prueba arrojó un valor de 0.939 ($P < 0.05$), existe evidencia estadística de una relación entre el orden de aparición de los datos y el valor del residuo.

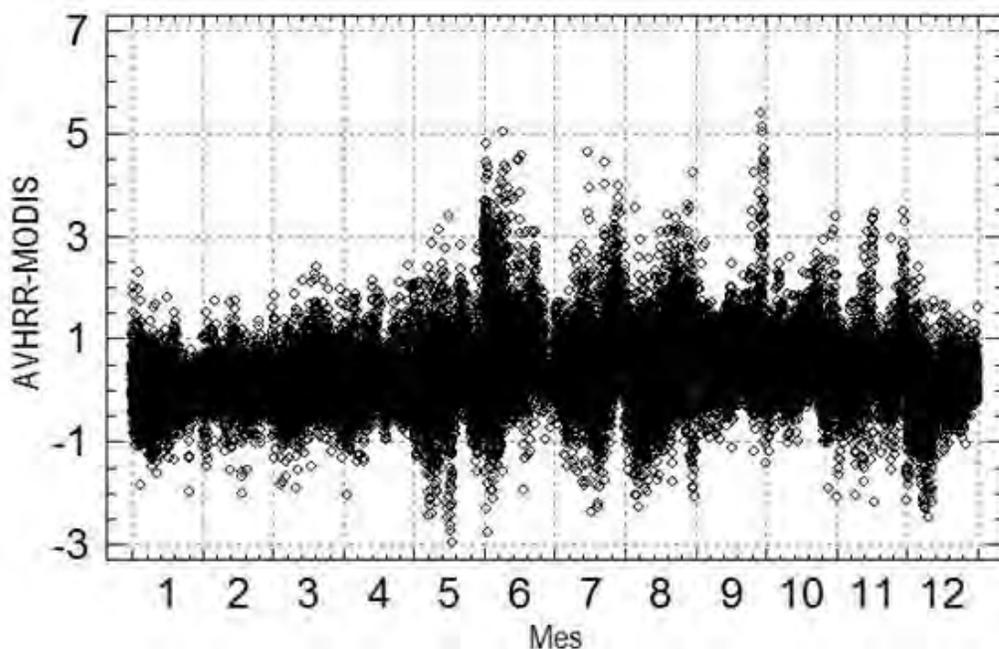


Figura 5. Gráfica de residuos contra mes de comparación por cada pixel.

El motivo de ésta autocorrelación se hizo evidente en la segunda etapa, al analizar la disposición espacial de los residuos. En el caso particular del mes de Junio (Fig. 6 a) se pudo observar que los mayores residuos (hasta de 6.3 °C) se localizaron en la zona suroeste del área de estudio, justo en los bordes de zonas con cobertura de nubes en el compuesto MODIS (Fig. 6 b).

Una situación similar se presentó en Septiembre en donde los mayores residuos se encuentran en la zona norte, muy próximos a la costa (Fig. 7 a). En ambos casos, los pixeles con mayor error absoluto se localizan en aéreas de la imagen

donde existe cobertura por nubes y donde el sensor AVHRR reporta temperaturas anormalmente altas ($>30^{\circ}\text{C}$).

El análisis de los demás meses reveló un patrón similar. Es en la periferia de las zonas con nubes donde se presentan grandes residuos, lo que deriva sin duda de las diferencias en los algoritmos empleados para la detección de nubes, resultando en sobreestimaciones hasta de 6°C en los compuestos AVHRR. Aunque la zona costera presenta también residuos relativamente altos respecto al resto del área comparada, el valor absoluto de éstos resulta mucho menor y al parecer no tiene un efecto determinante en los parámetros estadísticos.

El análisis de correlación de los compuestos mensuales AVHRR y MODIS se muestran en la tabla 1. Estos datos indican una similitud entre las temperaturas medias de los compuestos, cuyas diferencias se encuentran en la mayoría de los casos por debajo del nivel de exactitud del sensor AVHRR (0.5°C).

Una vez más, el mes de Junio se destacó por presentar la mayor diferencia de medias (0.74), la menor correlación (0.789) y el error absoluto promedio más alto (0.63). Se explica no solo por los grandes residuos encontrados y que fueron discutidos anteriormente, sino por la alta cobertura de nubes en ambos compuestos y la consecuente reducción del porcentaje de píxeles comparados (78.3 %), que fue el promedio más bajo de entre todos los meses comparados.

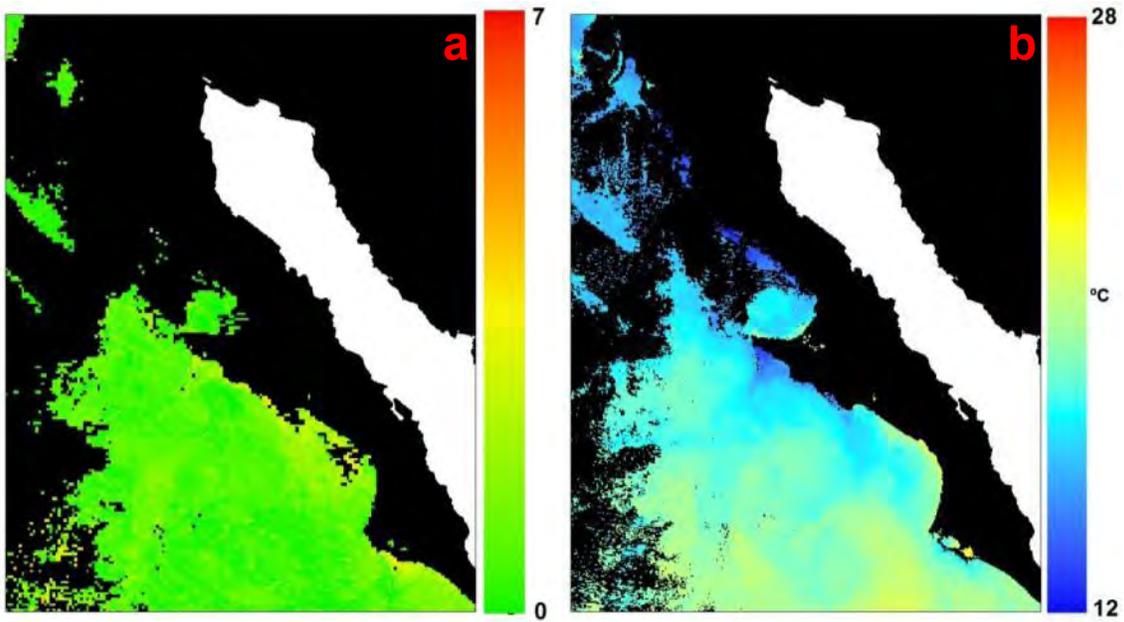


Figura 6. Distribución espacial de los residuos AVHRR – MODIS (valores absolutos) para los compuestos del mes de Junio(a) y compuesto MODIS de la TSM en °C de Junio 2007 (b).

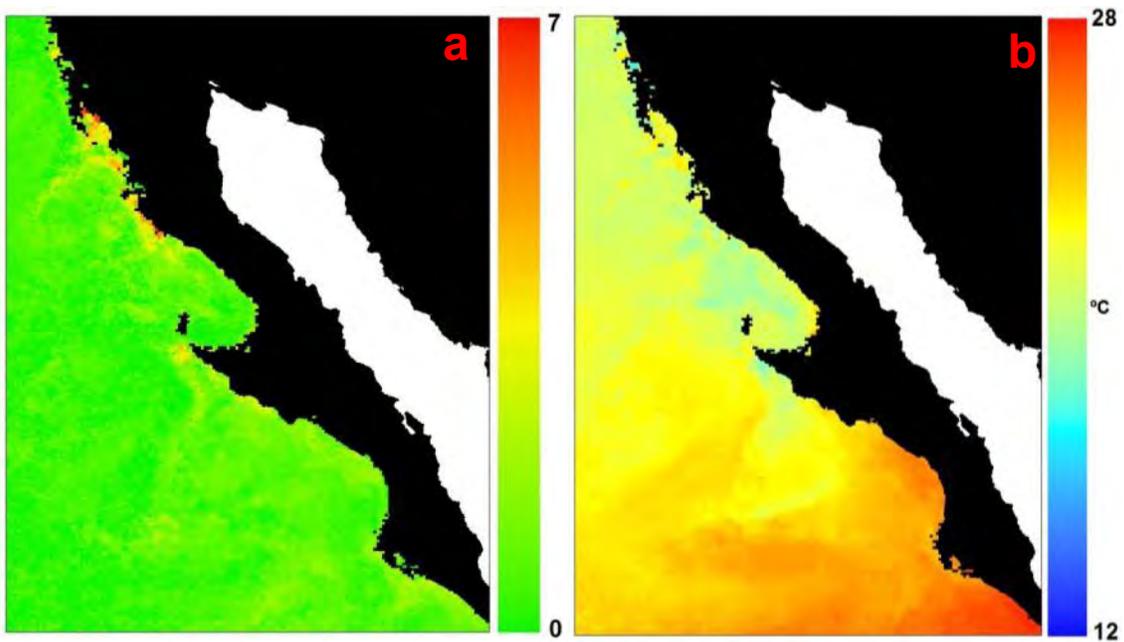


Figura 7. Distribución espacial de los residuos AVHRR – MODIS (valores absolutos) para los compuestos del mes de Septiembre (a) y compuesto AVHRR de la TSM en °C de Septiembre 2007 (b).

En lo que respecta al resto de los meses comparados, los índices de correlación presentaron valores superiores a 0.95, lo cual indica que existe una fuerte relación entre las mediciones de ambos sensores.

Tabla 1. Resultado de la comparación pixel a pixel de los compuestos mensuales de temperatura superficial del mar AVHRR y MODIS. Se muestra la media y desviación estándar (SD) del total de pixeles comparables en cada compuesto, así como el coeficiente de correlación entre ambas variables, el error absoluto promedio (promedio de la resta de los valores absolutos AVHRR – MODIS) y el porcentaje de pixeles comparados respecto del total de pixeles pertenecientes a la zona estudiada.

Mes	AVHRR Media (SD)	MODIS Media (SD)	Coeficiente de correlación	Error Promedio	% de pixeles comparados
Enero	19.82 (2.33)	19.79 (2.39)	0.987	0.26	97.7%
Febrero	19.20 (2.30)	19.05 (2.26)	0.990	0.23	95.3 %
Marzo	19.04 (2.41)	18.90 (2.50)	0.985	0.30	97.3 %
Abril	18.64 (2.35)	18.52 (2.37)	0.986	0.28	99.3 %
Mayo	19.30 (2.13)	19.17 (2.18)	0.959	0.45	95.4 %
Junio	20.64 (1.78)	19.90 (1.81)	0.879	0.63	78.3 %
Julio	22.54 (2.18)	22.04 (2.27)	0.951	0.50	85.5 %
Agosto	23.34 (1.88)	22.84 (2.02)	0.937	0.50	90.8 %
Septiembre	24.32 (2.20)	23.72 (2.19)	0.972	0.44	99.3 %
Octubre	22.59 (2.58)	22.13 (2.56)	0.981	0.37	99.3 %
Noviembre	21.64 (2.81)	21.28 (2.85)	0.985	0.34	95.5 %
Diciembre	19.63 (2.51)	19.59 (2.59)	0.983	0.32	94.1 %

Después de realizar una comparación entre los compuestos mensuales de la temperatura superficial del mar generados a partir de datos de los sensores AVHRR y MODIS, podemos concluir que existe un buen grado de comparación entre los datos obtenidos de ambos sensores, presentándose un error absoluto promedio de 0.44, el cual resulta menor al grado de exactitud del sensor AVHRR (0.5°C). En la comparación general, se determinó que la TSM obtenida a partir de datos AVHRR presentó un ajuste lineal favorable con respecto a la de MODIS, presentándose medidas ligeramente mayores en el primer sensor, sin que ésta diferencia se encuentre más allá de los límites de exactitud del sensor AVHRR.

El análisis de distribución espacial de los residuos hace evidentes las diferencias entre los sensores en lo que se refiere a la precisión con la que los algoritmos empleados eliminan los píxeles con nubes, por lo que los datos de temperatura ubicados en la periferia de las zonas enmascaradas deben tomarse con reservas. La comparación de las medias en la zona de estudio indicó que existe un alto grado de compatibilidad entre los compuestos mensuales de ambos sensores, siempre y cuando se tomen precauciones para disminuir el efecto de los errores de medición antes mencionados.

Por último, los datos obtenidos sugieren que el error absoluto promedio tiene una relación inversa a la cantidad de píxeles comparados, presentándose un error superior al grado de exactitud del AVHRR cuando el porcentaje de píxeles comparables es menor al 80%.

7.2 Campo medio anual, ciclo estacional, climatología mensual promedio y anomalía mensual promedio de la TSM

Como se puede apreciar en la figura 10, el campo medio de la TSM mostró un claro patrón latitudinal con temperaturas mínimas en la zona norte de alrededor de 17°C y máximas en el sur (>22°C). Estudios realizados en la zona revelan que éste patrón latitudinal se extiende de manera más o menos uniforme a lo largo de la porción superior de la columna de agua; Gómez-Valdés y Jerónimo (2009) en

un estudio que comprende el periodo de julio de 1998 a enero de 2007, describieron un patrón de temperatura en la capa de mezcla con isotermas similares en forma y ubicación pero con temperaturas un grado centígrado más altas.

En cuanto a la distribución de la TSM, destaca en primer lugar que dentro del dominio de transición las isotermas muestran una clara disposición perpendicular a la costa, presentando temperaturas mínimas ($\approx 17^{\circ}\text{C}$) en la zona norte y aumentando gradualmente hasta alcanzar valores máximos de $\approx 22^{\circ}\text{C}$ en la parte sureste. Es precisamente en ésta área donde se localiza el núcleo de la región sur de la Corriente de California (Lynn & Simpson, 1987).

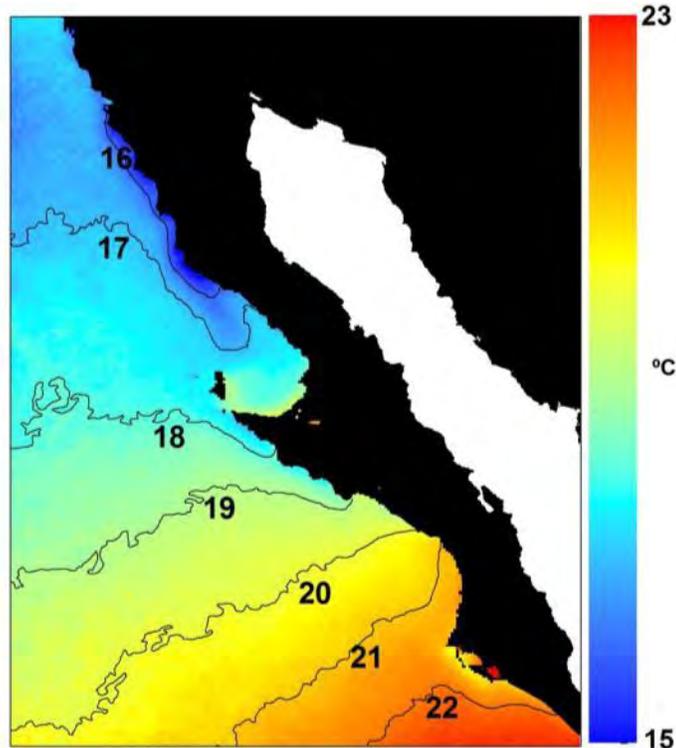


Figura 10. Campo medio anual de la temperatura superficial del mar para el periodo Enero 2000 – Diciembre 2010.

En cambio, la porción norte del dominio costero no parece presentar dicho gradiente latitudinal en la región costera donde se observa la isoterma de 16°C que corre de manera paralela a la costa mientras que isoterma de 17°C presenta

un cambio de dirección al aproximarse al dominio costero, lo anterior coincide parcialmente con lo encontrado por Gómez-Valdés & Jerónimo (2009) quienes encontraron que la capa de mezcla presenta isotermas similares en ubicación pero con temperaturas de 17 y 18 °C. La disposición paralela a la costa de estas isotermas se puede atribuir al efecto del viento que en ésta zona corre paralelo a la costa en dirección ecuatorial, produciendo un transporte de Ekman hacia el oeste, dando origen a un sistema de surgencias que a su vez genera una zona rica en nutrientes y de alta concentración de biomasa fitoplanctónica. En la porción norte del área de estudio, estas dos líneas (16 y 17 °C) representa el límite entre el dominio de transición y el costero según la clasificación de Lynn & Simpson (1987).

Un fenómeno similar se presenta en la zona localizada frente a punta Eugenia donde las isotermas de 18 y 19° C muestran un abrupto cambio de dirección al aproximarse a la costa. El estudio realizado por Gallaudet & Simpson (1994) mostró un patrón similar en ésta zona, con temperaturas oscilando entre 17 y 20°C mientras que un estudio más reciente muestra temperaturas promedio entre 3 y 5°C más altas, producto de la señal dominante de El Niño durante el periodo 1997-1998 (Espinosa-Carreón, *et al.*, 2004).

Los datos obtenidos mediante el ajuste de las temperaturas promedio al modelo matemático antes descrito (Ec. 1) para el periodo enero 2000 a diciembre 2010, resultaron en una climatología mensual promedio (CMP) que se muestra en la Figura 11.

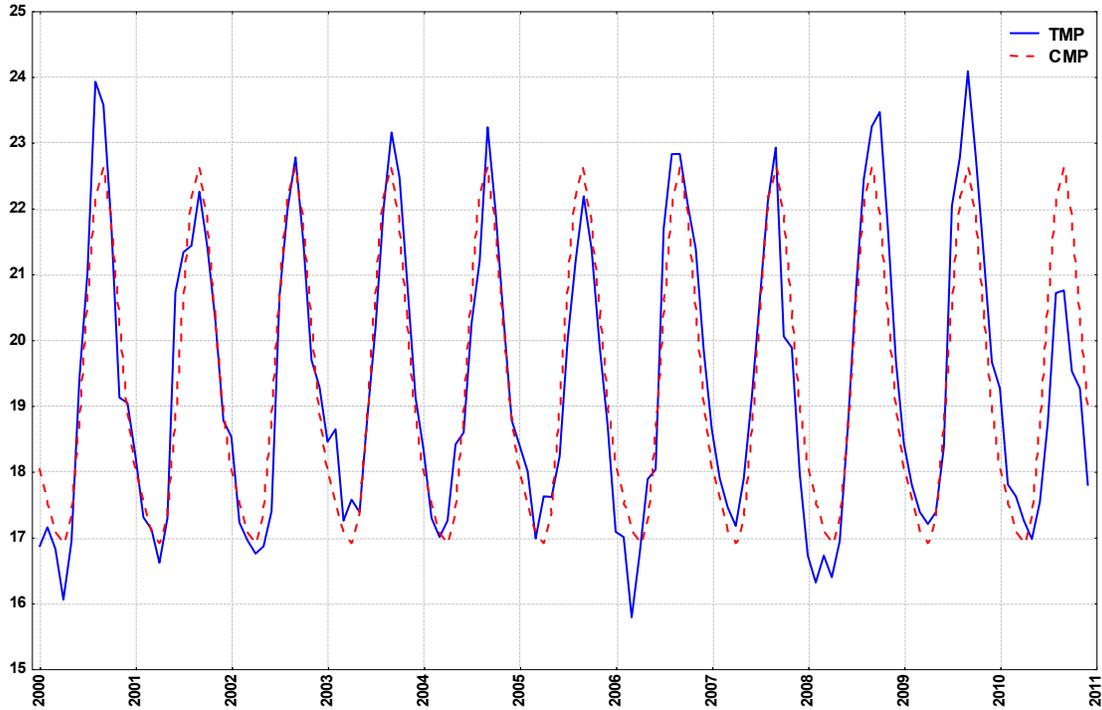


Figura 11. En color azul se presenta la TMP para la zona de estudio mientras que en color rojo se muestra la climatología mensual promedio (CMP) calculada mediante el ajuste armónico, ambas en °C.

De acuerdo con algunos estudios previos, la climatología mensual promedio en la zona sur de la CC se puede dividir en cuatro trimestres, enero-marzo, abril-junio julio-septiembre y octubre-diciembre, que representan las épocas de primavera verano otoño e invierno respectivamente y se caracteriza por la ocurrencia de una transición de primavera y una de otoño (Gómez-Valdéz, 1983, Checkley Jr. & Barth, 2009). Sin embargo, el ciclo estacional promedio obtenido en el presente estudio, se caracteriza por presentar una CMP con temperaturas mínimas en abril (≈ 17.0 °C) seguido de una transición definida por un calentamiento gradual que culmina con la aparición de temperaturas máximas (≈ 22.5 °C) en septiembre (Fig.11), Posteriormente se da una nueva transición, hacia condiciones cálidas. Lo anterior implica que el periodo de calentamiento y el de enfriamiento son asimétricos, siendo más corto (mayo-septiembre) el periodo de calentamiento que el de enfriamiento (octubre-abril); éste patrón sin embargo no es constante dentro del área de estudio, fenómeno que será analizado posteriormente. En cuanto a la anomalía mensual promedio (AMP), ésta define otras dos transiciones

importantes, una en junio y otra en diciembre. Las características de éstas transiciones se discutirán más adelante. La distribución espacial de la temperatura mensual promedio en el área de estudio presentó en el primer trimestre del año temperaturas bajas, típicas de la temporada invernal (Fig. 12). Durante enero la AMP (Fig. 12b) muestra un patrón que se caracteriza por la presencia de anomalías negativas sobre la mayor parte del área de estudio, con excepción de la zona costera frente a Baja California Norte donde las anomalías se mantienen cercanas a cero. Durante los meses de febrero (Fig. 12d) y marzo (Fig. 12f) persistieron las anomalías negativas sobre toda el área de estudio notándose una mayor disminución en la temperatura en el dominio costero al sur de punta Eugenia.

Los mínimos estacionales de temperatura se presentaron en abril (Fig. 13a), con una distribución latitudinal antes mencionada, con temperaturas mínimas en la zona norte y en las áreas costeras y máximas en el sur. Durante ésta temporada, el núcleo de la CC fluye cercano a la costa de Baja California, alcanzando el máximo aporte de la masa de agua subártica en dirección al ecuador con baja temperatura (Lynn & Simpson, 1987). Como es de esperar, en ésta temporada la anomalía mensual promedio presenta un patrón caracterizado por valores bajos a lo largo de toda la zona, alcanzando mínimos (≈ -5) en la región costera al sur de punta Eugenia, mientras que las anomalías en el dominio oceánico de la región sur presentan anomalías tendientes a cero debido al ya mencionado acercamiento de la CC hacia la costa (Fig. 13b).

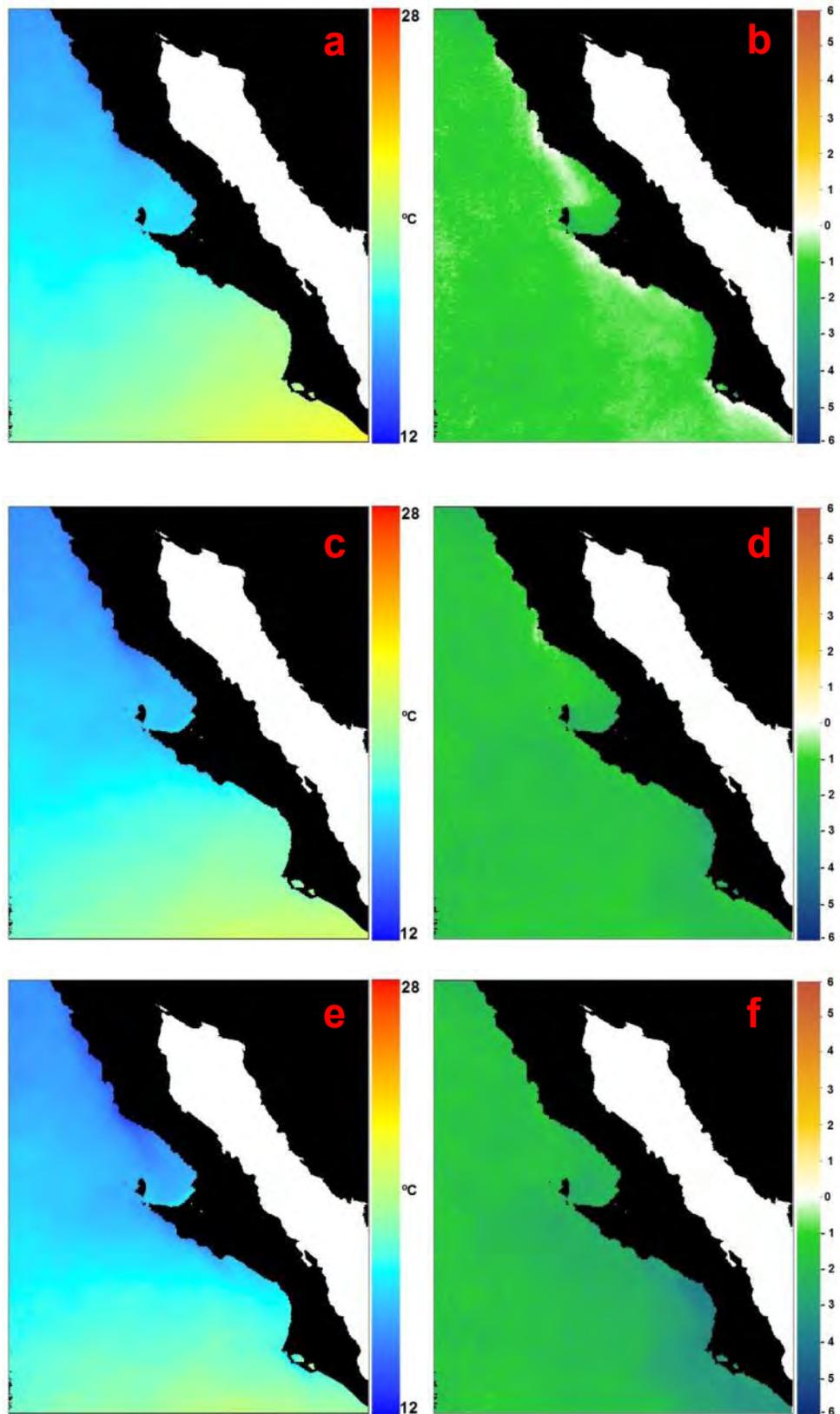


Figura 12. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante enero (a,b), febrero (c,d) y marzo(e,f).

Éste patrón de anomalía cambia radicalmente en el mes de junio, cuando se presenta una transición de las anomalías negativas típicas de los meses de invierno hacia anomalías positivas. Ésta transición se hace evidente en la figura 13f, donde se observa que toda el área al oeste de punta Eugenia presenta anomalías positivas mientras que la porción que se encuentra al este de dicho punto, se mantiene con valores por debajo del promedio anual. Estudios previos indican que éste incremento gradual en la temperatura superficial está relacionado con cambios en la intensidad de la CC ya que entre junio y julio se presentó un pequeño decremento en el flujo hacia el ecuador así como un alejamiento del núcleo de la corriente (Gangopadhyay, *et al.*, 2011), la cual se localiza en ésta época del año aproximadamente a 200 km de la costa de Baja California (Lynn & Simpson, 1987).

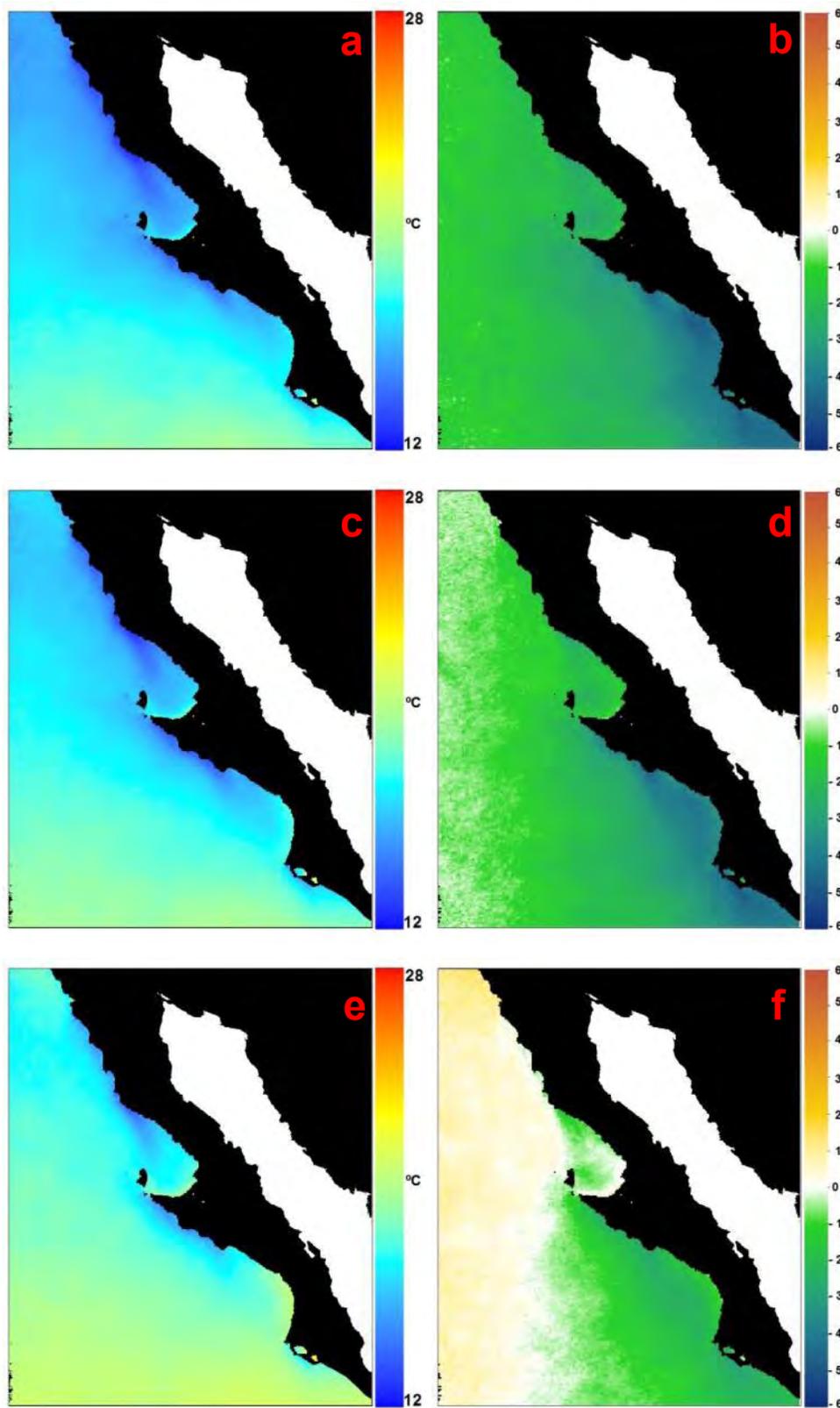


Figura 13. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante abril(a,b), mayo(c,d) y junio(e,f).

En julio (Fig. 14a, b), el patrón de incremento latitudinal de la TMP solo persiste en la región oceánica mientras que los dominios costero y de transición muestran un patrón más paralelo a la costa. En éste mes se presentan mínimos del orden de ≈ 18 °C en la región norte, un aproximado de 21°C frente a punta Eugenia y máximos en el sur de ≈ 23 °C.

De acuerdo con los estudios de Lynn & Simpson (1987), en ésta temporada el flujo de agua se revierte en la zona costera ligeramente al sur de punta Eugenia lo cual resulta en la aparición de la llamada Contracorriente Costera. Los mismos autores reportan que en la zona costera de Baja California Norte se da la aparición de un giro ciclónico justo al sur de la frontera México- E.U.A formando en la región una contracorriente superficial que se desplaza con dirección norte a lo largo de la costa norte de Baja California Norte y hasta la frontera internacional. Éste flujo de agua cálida proveniente de regiones ecuatoriales, tiene como resultado la desaparición de las anomalías negativas en la porción costera al sur de Punta Eugenia donde se aprecian anomalías próximas a cero. Además, el dominio de transición pasa también de anomalías negativas típicas del mes de junio a anomalías positivas de alrededor de 1°C.

En agosto (Fig.14c, d), la ATSM presenta una distribución muy similar a la encontrada en julio, aunque los valores son un poco más altos lo que confirma la continuación del periodo de calentamiento. Las anomalías próximas a la neutralidad que se apreciaban frente a las costas de Baja California Sur durante julio, se transforman en anomalías positivas de mediana magnitud.

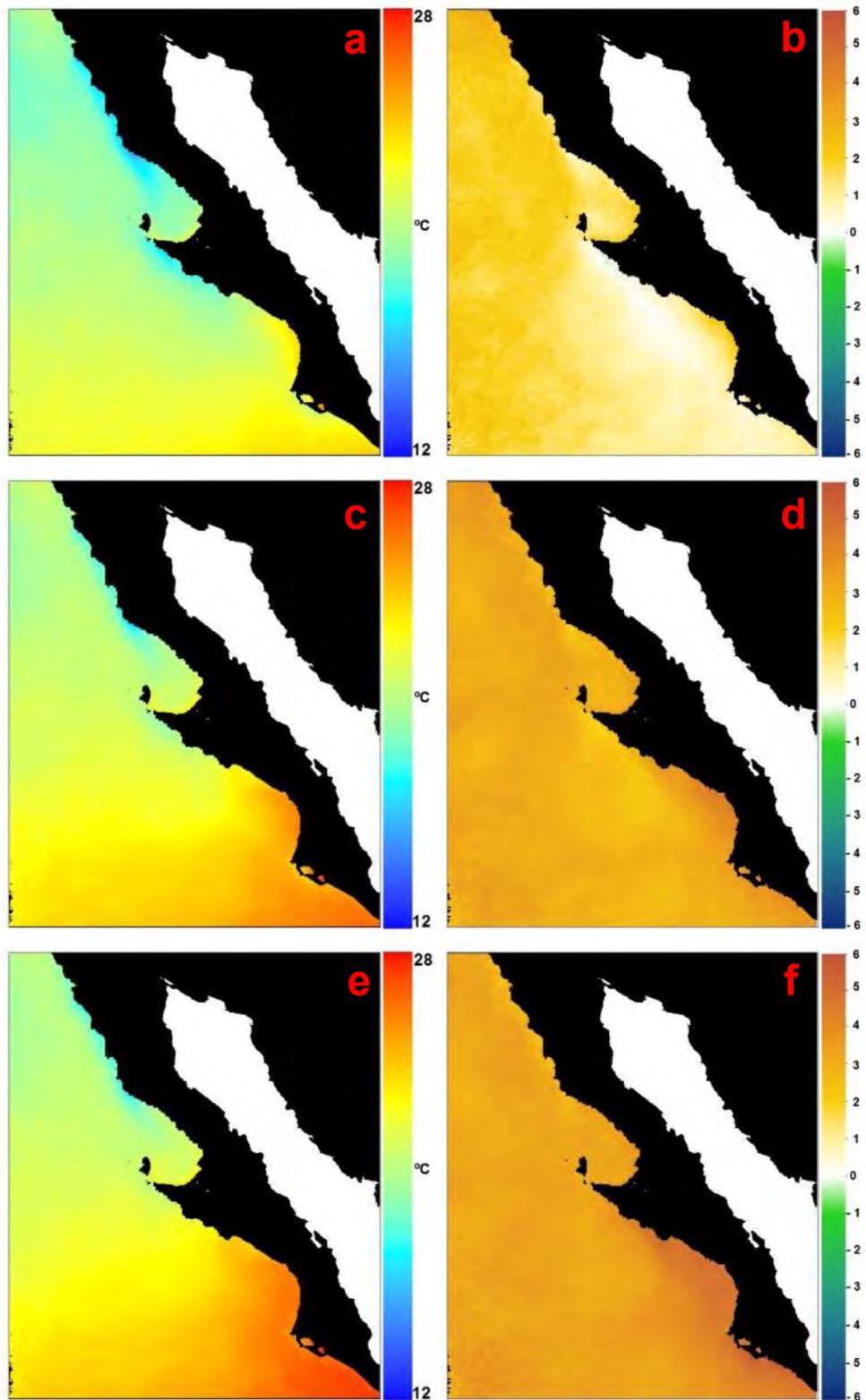


Figura 14. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante julio(a,b), agosto(c,d) y septiembre(e,f).

Hacia el mes de Septiembre el núcleo de la CC se encuentra de acuerdo a diversos estudios a una distancia máxima respecto a la costa, permitiendo un flujo aún mayor de agua cálida en dirección norte. Esto se ve reflejado por la presencia de temperaturas superiores al promedio en toda la zona de estudio (Fig. 14e, f), alcanzándose los 28 °C en las áreas próximas a la costa sur; mientras que las temperaturas más bajas se encuentran en la zona norte. El transporte hacia el sur de agua subártica se presenta ya muy debilitado y al mismo tiempo, a lo largo de la zona sur y hasta la parte intermedia se presenta un desplazamiento hacia el norte de agua ecuatorial del Pacífico, formando una contracorriente superficial a lo largo de la costa y un giro ciclónico localizado frente a punta Eugenia (Lynn y Simpson, 1987). Como resultado, la AMP presenta anomalías positivas en toda el área de estudio, mismas que alcanzan los valores más altos del ciclo anual ($\approx 6^{\circ}\text{C}$).

A lo largo de los meses de octubre (Fig. 15a, b) y noviembre (Fig. 15c, d) inicia el periodo de transición de condiciones cálidas a un periodo frío (Checkley Jr. & Barth, 2009). Durante ésta transición, el agua fría de la CC retoma su flujo en dirección sur (Hickey, 1979) originando una disminución en la magnitud de las anomalías cálidas, aunque éstas siguen siendo positivas en octubre y próximas a cero durante noviembre.

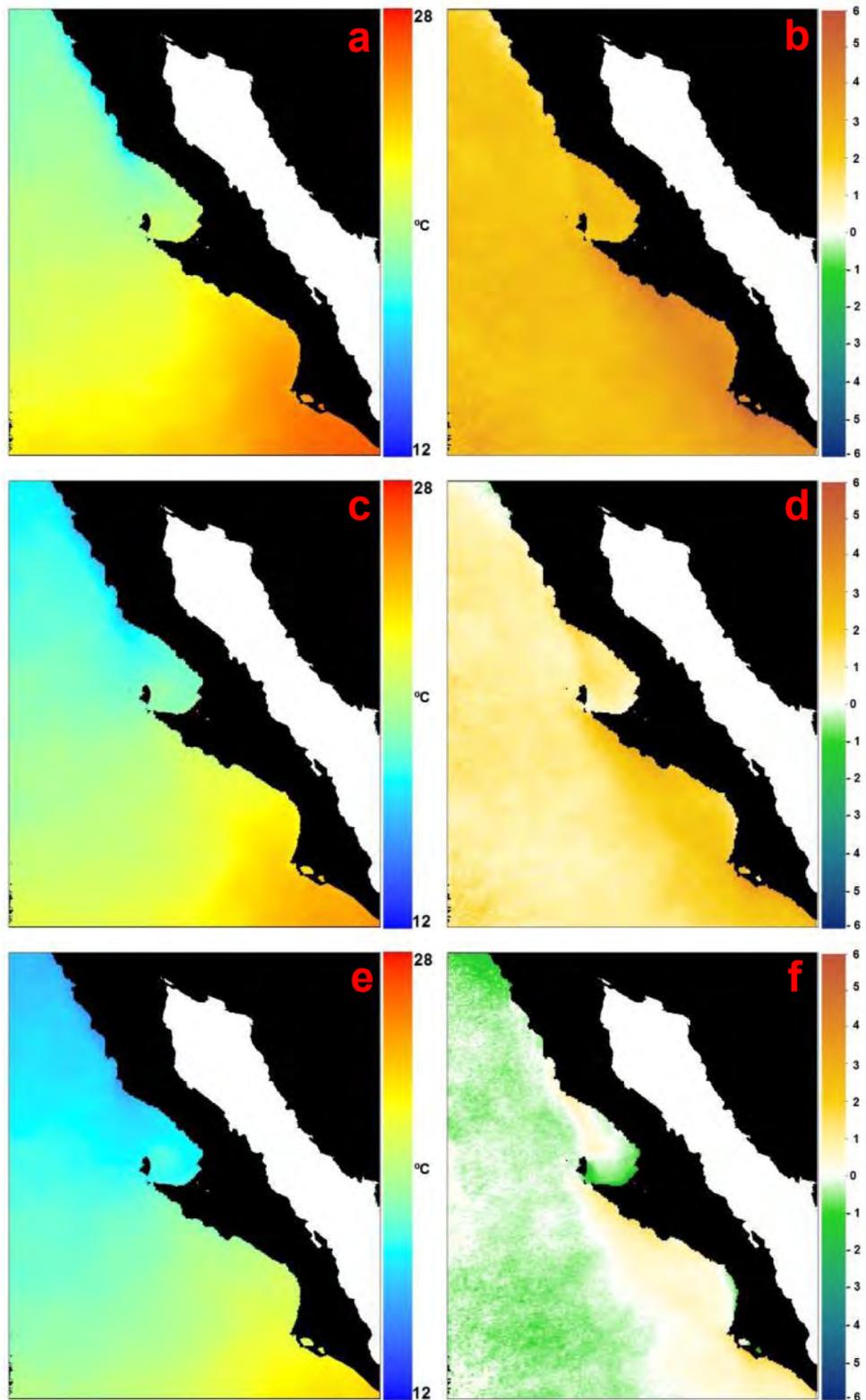


Figura 15. Temperatura mensual promedio en °C (a,c,e) y anomalía mensual promedio (b,d,f) durante octubre(a,b), noviembre(c,d) y diciembre(e,f).

Durante el mes de diciembre se presenta un fenómeno inverso al encontrado en junio, con una el inicio de una intensificación gradual del flujo de agua fría hacia el sur y un acercamiento también gradual del núcleo de la CC hacia la costa. Como resultado, aparecen anomalías negativas a lo largo de la zona oceánica y de transición mientras que la región costera al sur de punta Eugenia muestra aún anomalías ligeramente positivas. En la región costera al sur de punta Eugenia el flujo de agua ecuatorial disminuye produciendo anomalías que si bien son positivas resultan menores en magnitud a las encontradas en meses anteriores. Dichas anomalías positivas desaparecen hacia el mes de enero, reiniciándose así el ciclo estacional.

7.3 Amplitud y fase del ciclo estacional de la TSM

La amplitud del ciclo estacional de la TSM para cada pixel del área de estudio (Fig. 16) se determinó mediante el cálculo de la diferencia entre el valor máximo y mínimo de la climatología, ambos obtenidos mediante el modelo de ajuste antes descrito (Ec.1).

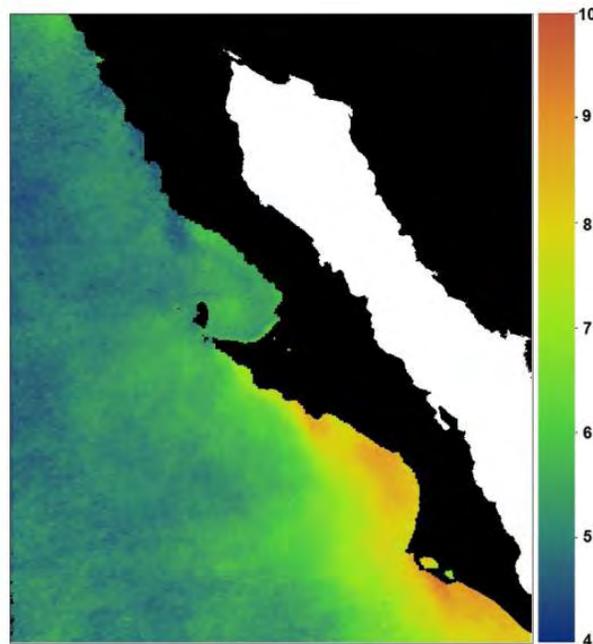


Figura 16. Amplitud de la climatología (°C) calculada a partir del ajuste armónico (Ec.1).

En términos generales, amplitud de la climatología presenta valores de entre 4 y 5°C a lo largo de los dominios oceánico y de transición, sin embargo, en el dominio costero al sur de punta Eugenia, se observa un aumento considerable en la amplitud, obteniéndose valores de hasta 9.5°C.

Lo anterior se puede atribuir a que entre febrero y abril, la zona se encuentra bajo la influencia directa de la CC, la cual fluye hacia el sur llevando agua fría que llega hasta los 20 grados de latitud norte; en cambio, de mayo a julio la zona se encuentra bajo la influencia de agua ecuatorial más cálida que fluye en dirección norte llegando precisamente hasta la latitud de punta Eugenia (Magaña Rueda, 2004).

En cuanto a la fase del ciclo estacional, a continuación se analizan los meses de ocurrencia de las temperaturas máximas y mínimas para cada punto del área de estudio haciendo énfasis en los patrones espaciales encontrados y en los posibles motivos de estas diferencias basándose en la información publicada sobre los patrones estacionales de la CC.

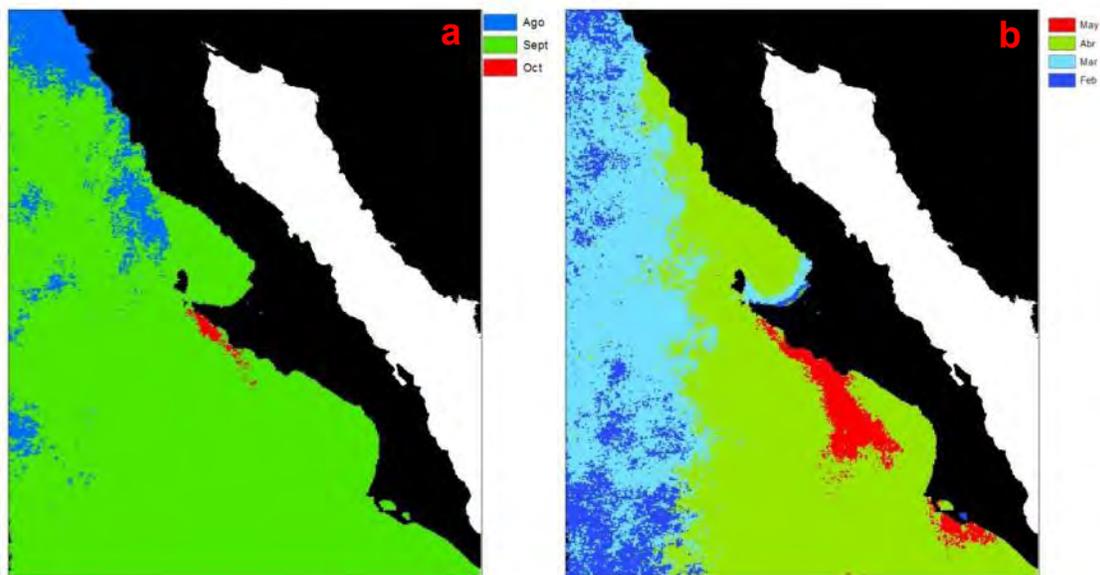


Figura 17. Mes de ocurrencia del la TSM máxima (a) y mínima (b) según el modelo (Eq.1)

Como se puede observar en la figura 17 a, la mayor parte del área de estudio presenta el máximo climatológico de la TSM durante el mes de septiembre, lo que coincide con lo encontrado en el análisis de la climatología mensual promedio realizado anteriormente. Destacan en la imagen algunas zonas ubicadas principalmente en la región costera norte, en donde el máximo estacional en la TSM se adelanta un mes con respecto a la climatología promedio. Reportes previos marcan el mes de septiembre como el mes de máximo alejamiento de la CC con respecto a la costa por lo que dicho periodo representaría también el punto de inflexión del ciclo calentamiento/enfriamiento. Por lo anterior y debido a que la CC fluye en dirección al sur, resulta coherente que la región norte responda primero al aumento de flujo de agua fría de la CC.

En cuanto a fase de la temperatura mínima (Fig.17b), podemos observar un patrón más heterogéneo donde la zona norte, así como la porción oceánica al centro y sur del área de estudio presentan un adelanto de uno y hasta dos meses con respecto al promedio lo que indica un periodo de enfriamiento de solo 5 meses en el dominio oceánico mientras que el resto de la zona presenta un periodo mayor. Destaca también la zona próxima a punta Eugenia la cual presenta una TSM máxima durante octubre y mínima en mayo lo que constituye el periodo de enfriamiento más largo de toda el área.

Finalmente, cabe mencionar que después de una búsqueda en la literatura no se encontró ninguna publicación en la cual se analizaran los máximos y mínimos climatológicos con la resolución espacial aquí empleada por lo que no se cuenta con datos para realizar una comparación.

7.4 Significancia del modelo de regresión

Al nivel de pixel, la relación entre la TSM medida y la calculada por modelo de regresión mostró ser estadísticamente significativa para todas las series, sin que se presentaran patrones claros ni variaciones importantes. En cambio, el valor de R^2 , calculado para las para las 115,196 series (píxeles) analizadas si mostro variaciones, mismas que se pueden ver en la figura 8. De acuerdo a éste

estadístico, el modelo explica entre 50% y 89% de la variación de la TSM. Los valores más bajos se presentan a lo largo de la zona costera de Baja California Norte donde el porcentaje de varianza explicada por el modelo ($R^2 \times 100$) oscila entre 50 y 70%. Esto se debe probablemente a que en ésta zona se presentan temporadas de surgencias durante las cuales el factor forzante no es la radiación solar sino la intensidad y dirección de los vientos, disminuyendo en gran medida la significancia del modelo de regresión.

En la zona costera al sur del área de estudio, donde la variación de la TSM se encuentra altamente influenciada por los cambios en el flujo de la CC y el consecuente avance o retroceso de aguas ecuatoriales, el modelo explica entre 80% y 90 % de la variabilidad de la TSM.

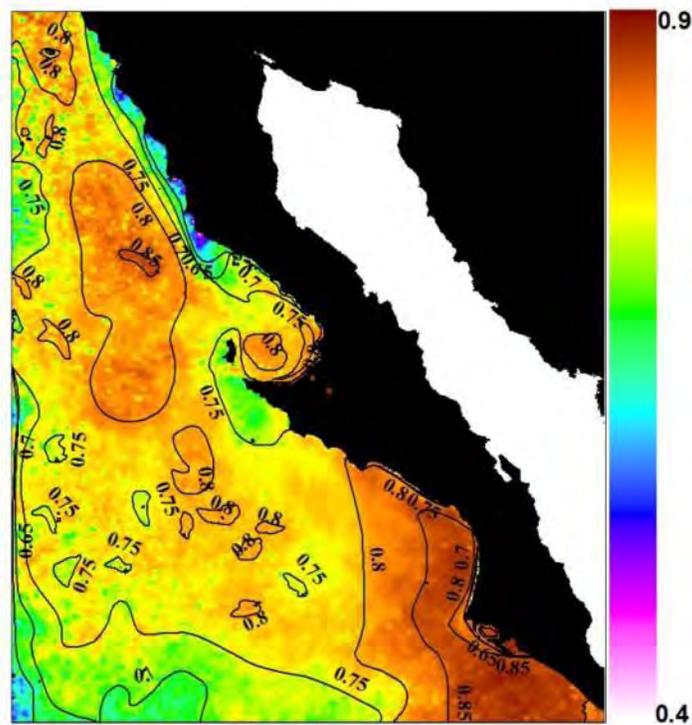


Figura 8. Contornos del coeficiente de determinación R^2 del ajuste de los armónicos anual y semi-anual estimado mediante la Ec. 1.

En la figura 8 se observa también que en el dominio de transición, donde el principal factor forzante es el flujo estacional de la CC, el modelo explica entre 75 y 85% de la varianza. En cambio, dentro del dominio oceánico donde es menor el

efecto de la CC y la cantidad de radiación solar recibida tiene menor efecto, el modelo explica entre 65 y 75% de la varianza.

En lo que respecta al error estándar de estimación o Root Mean Squared Error (rmse), la figura 9 muestra su magnitud y distribución espacial. En dicha imagen podemos observar que la zona costera al sur del área de estudio presenta los rmse más altos ($>1^{\circ}\text{C}$) mientras que la zona de transición al norte del área de estudio presenta errores relativamente bajos de alrededor de 0.8°C .

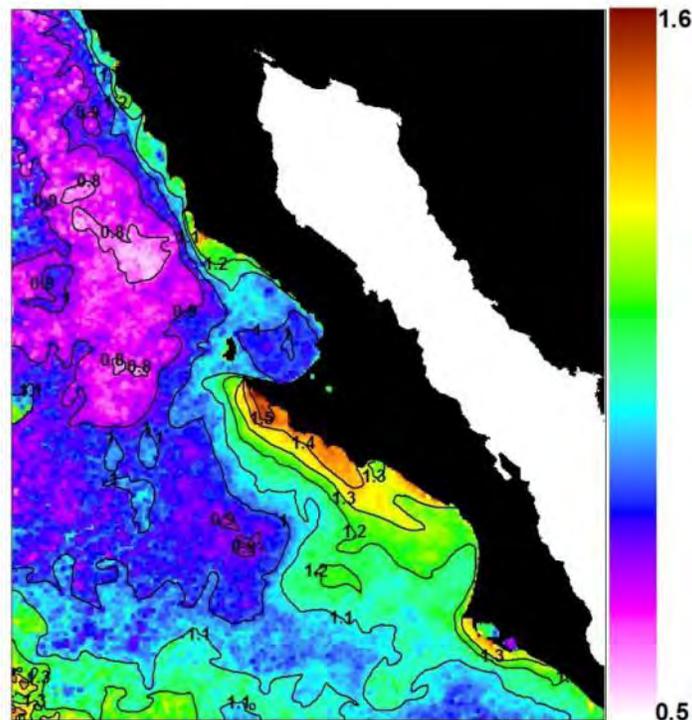


Figura 9. Distribución espacial del error estándar de estimación entre la TSM y la climatología obtenida mediante la Ec.1.

Si bien éste resultado pareciera contradecir lo que indican los valores de R^2 , se debe considerar que el rmse es un parámetro sensible a la amplitud de los datos por lo que se obtienen valores de rmse bastante elevados dentro de la zona costera sur, donde se presenta la máxima amplitud y desviación estándar; por otro lado, la zona de transición al norte del área de estudio donde la amplitud y dispersión de los datos es menor, el rmse presenta valores más bajos.

7.5 Tendencia de la TSM

En la figura 18 se muestran las tendencias (en °C/10 años) obtenidas mediante los dos procedimientos antes descritos. En ambos análisis, la mayoría del dominio costero presentó tendencias positivas, similares en signo y magnitud a lo reportado por diversos autores en la región estudiada por el proyecto CalCOFI durante el periodo 1940-1999 (Roemmich & McGowan, 1995, Bograd & Lynn, 2003, Di Lorenzo, *et al.*, 2005).

Esta tendencia aparentemente contradice la hipótesis del incremento en la surgencia costera propuesta por Bakun (1990) ya que dicho fenómeno tendería a disminuir la temperatura al promover el ascenso de agua de las capas profundas con menor temperatura y mayor salinidad, sin embargo, en base al análisis de diversos modelos matemáticos, Di Lorenzo *et al.* (2005) sugieren que el incremento de la estratificación, producto del calentamiento de las capas superficiales del mar, tiene como resultado un aumento en la profundidad de la termoclina de manera que, a pesar de la tendencia positiva en la ocurrencia de vientos favorables a las surgencias, éstas tienden a disminuir; causando un aumento perceptible en la TSM. De este modo, existe la posibilidad de que el cambio en la TSM no se deba a la disminución en la ocurrencia de las surgencias sino al aumento en la estratificación por efecto del calentamiento que tendría como consecuencia que el agua que asciende provenga de capas más superficiales y por lo tanto de mayor temperatura, lo que explicaría el incremento en la TSM; esto implicaría también una disminución en la cantidad de nutrientes llevados a la superficie por la surgencia, relacionado a su vez con las disminuciones en la biomasa de zooplancton, observadas principalmente en las regiones costeras (Roemmich & McGowan, 1995).

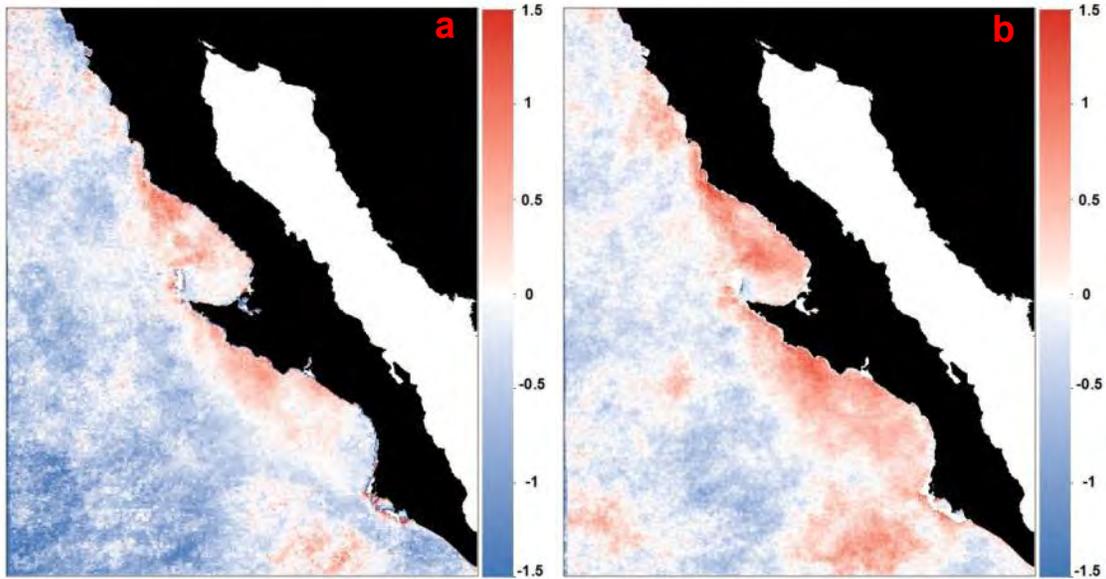


Figura 18. Tendencia lineal del promedio anual de la TSM (a) y tendencia de la ATSM por el método no paramétrico de Sen (b) en el periodo enero 2000- diciembre 2010 en °C/10 años.

En la figura 18 también podemos observar que los dominios oceánico y de transición presentan tendencias negativas muy superiores a lo reportado por Belkin (2009). Al respecto, dicho autor apunta que la mayoría de los estudios que han detectado tendencia al calentamiento en las zonas de surgencia, se han llevado a cabo con datos obtenidos en estaciones someras y próximas a la costa, mientras que su análisis abarco cientos de kilómetros mar adentro. Los resultados obtenidos en el presente estudio sugieren que ésta diferencia metodológica puede sin duda ser responsable de la obtención de resultados contradictorios. En cuanto los valores obtenidos, los datos aquí presentados resultan de magnitud muy superior a lo reportado en la literatura, sin embargo, hay que considerar que el valor proporcionado por Belkin (2009) resultó de promediar las tendencias encontradas dentro de toda la zona de la CC de manera que dicho valor está amortiguado por las tendencias positivas encontradas a lo largo de las regiones costeras.

7.6 El Niño -Anomalía de la temperatura superficial del mar

En la figura 19 podemos observar la comparación entre el promedio de la ATSM y el MEI durante el periodo enero 2000 a diciembre 2010. El índice de correlación (r) obtenido, fue de 0.508 (significativa, $p < 0.05$) según lo cual existe una relación relativamente fuerte entre la ATSM y el MEI. A simple vista podemos observar que la relación entre ambos valores no se comporta de manera homogénea, Por ejemplo, durante el evento moderado de El Niño que se presentó a lo largo de todo 2002 se observó en la zona de estudio un patrón de anomalías de magnitud similar ($\approx 1^\circ\text{C}$) a lo reportado por el MEI, pero de signo opuesto; hecho que podría estar relacionado con una intrusión de agua sub-ártica a la región (Durazo, *et al.*, 2005, Gaxiola-Castro, *et al.*, 2010).

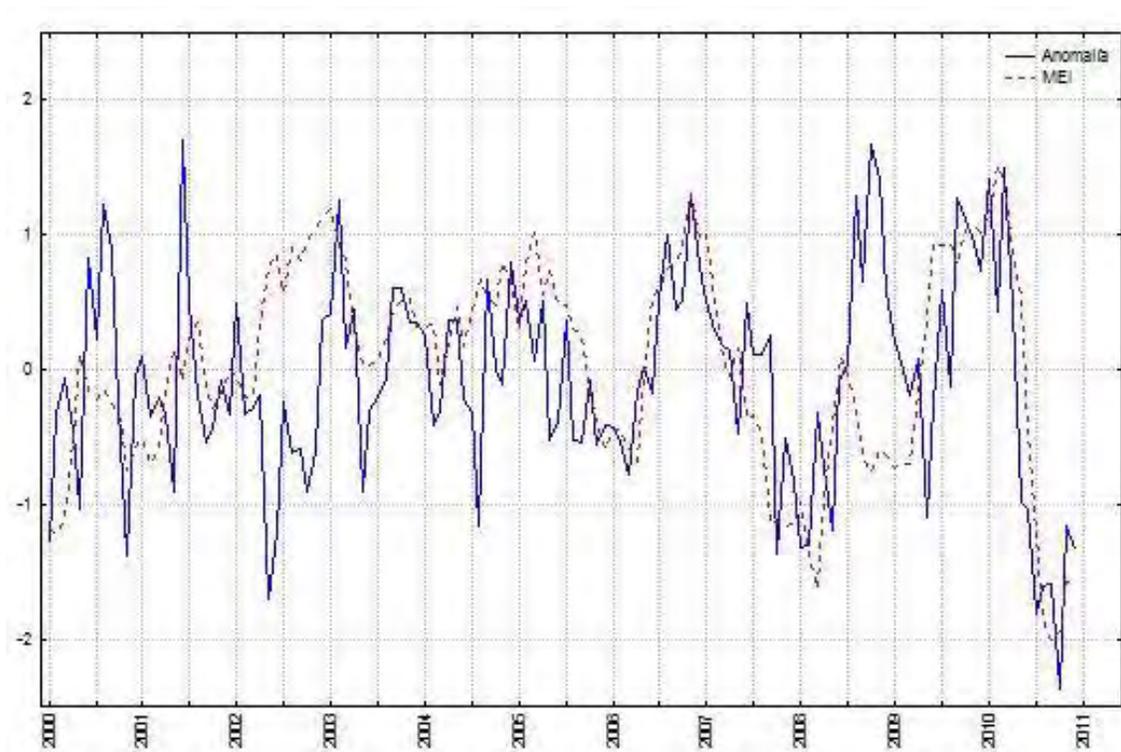


Figura 19. Anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) e índice multivariado de El Niño, oscilación sur (MEI).

En cambio, a partir de febrero de 2003 se aprecia un empalme en las señales del MEI y la ATSM, mismo que se mantuvo a lo largo de la mayor parte del evento de

El Niño de 2004 -2005, y posteriormente a través de un periodo de alternancia El Niño/La Niña que se prolongó hasta mediados de 2008. El acoplamiento de las señales desapareció a mediados de 2008 con el cambio en las condiciones prácticamente neutrales del MEI hacia un periodo de La Niña de intensidad moderada. En ésta temporada mientras la ATSM aumentó, el valor del MEI decreció para después presentarse el fenómeno inverso. Hacia mediados de 2009, ambas señales se empataron nuevamente en un periodo de El Niño moderado seguido por la presencia de la mayor anomalía detectada en el periodo y que corresponde a una fuerte Niña acompañada de ATSM de hasta $-2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

El análisis de correlación cruzada mostró un coeficiente de correlación casi idéntico al anterior para el retraso de 1 mes ($r=0.503$), lo que podría indicar que la señal del MEI antecede a la de la ATSM. Esto contrasta con lo reportado por Lynn *et al.* (1998) quienes encontraron que durante el periodo de El Niño ocurrido entre 1997 y 1998 se presentó un retraso en el que la ATSM antecedió al MEI por aproximadamente 1.5 meses.

En lo que respecta a la distribución espacial de la correlación ATSM-MEI, en la figura 20 podemos observar que el índice de correlación no es constante dentro del área de estudio, presentándose incluso correlaciones negativas en el dominio oceánico y en la región costera al norte del área de estudio. Lo anterior sin embargo, debe ser tomado con cautela ya que los valores de “p” para los pixeles que presentan correlaciones negativas resultan muy bajos, de manera que la relación inversa que sugieren no resulta estadísticamente significativa ($\alpha=0.05$). Las mayores correlaciones encontradas se localizan en la porción sur del área de estudio lo que resulta congruente con la propagación del fenómeno del Niño hacia el norte en forma de ondas de Kelvin, causando a su paso un aumento gradual en la TSM así como un aumento en la profundidad de la termoclina y una disminución en la efectividad (en términos de aporte de nutrientes) de la surgencia eólica.

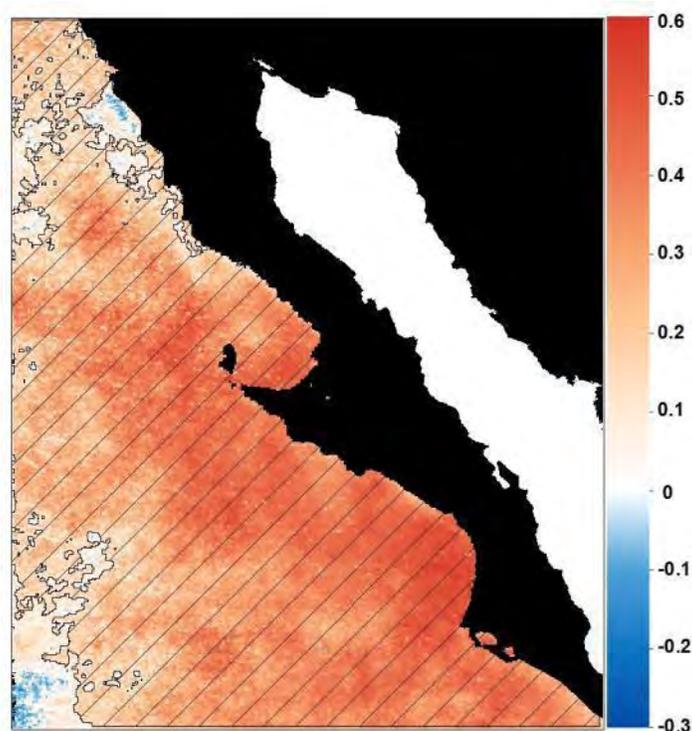


Figura 20. Coeficiente de correlación ATSM – MEI. La zona sombreada representa el área donde la correlación es estadísticamente significativa ($p < 0.05$).

7.7 Oscilación decadal del Pacífico – ATSM

Empleando las anomalías promedio de toda el área de estudio, el análisis de correlación a de la entre la ATSM y el PDO indicó un coeficiente de correlación (r) de 0.21, que si bien resultó significativo ($p < 0.05$), es bastante inferior al obtenido de la comparación ATSM-MEI y resulta inferior también al reportado por Lluch-Belda, *et al.* (2003), quienes reportaron un coeficiente de correlación entre la ATSM y el índice PDO de 0.47, sin embargo, cabe mencionar que dichos autores analizaron datos de 1900 a 1990 y tomaron en cuenta una zona mucho más extensa, abarcando toda la porción norte de la CC, lo que podría explicar las diferencias encontradas.

Al analizar la gráfica (Fig. 21) podemos observar algunos periodos durante los cuales los valores de ATSM y PDO presentan valores muy similares, tal es el caso del año 2010 durante el cual se presentó una marcada anomalía negativa tanto en

la TSM como en el PDO; sin embargo, cabe mencionar que éste periodo coincide un periodo en el que el MEI reportó un fuerte fenómeno de La Niña. En el resto del periodo de estudio, presenta diversos lapsos en los que los valores de ATSM siguen un patrón similar al reportado por el PDO sin que se presente en ningún momento un ajuste tan cercano como el observado en la comparación con el MEI.

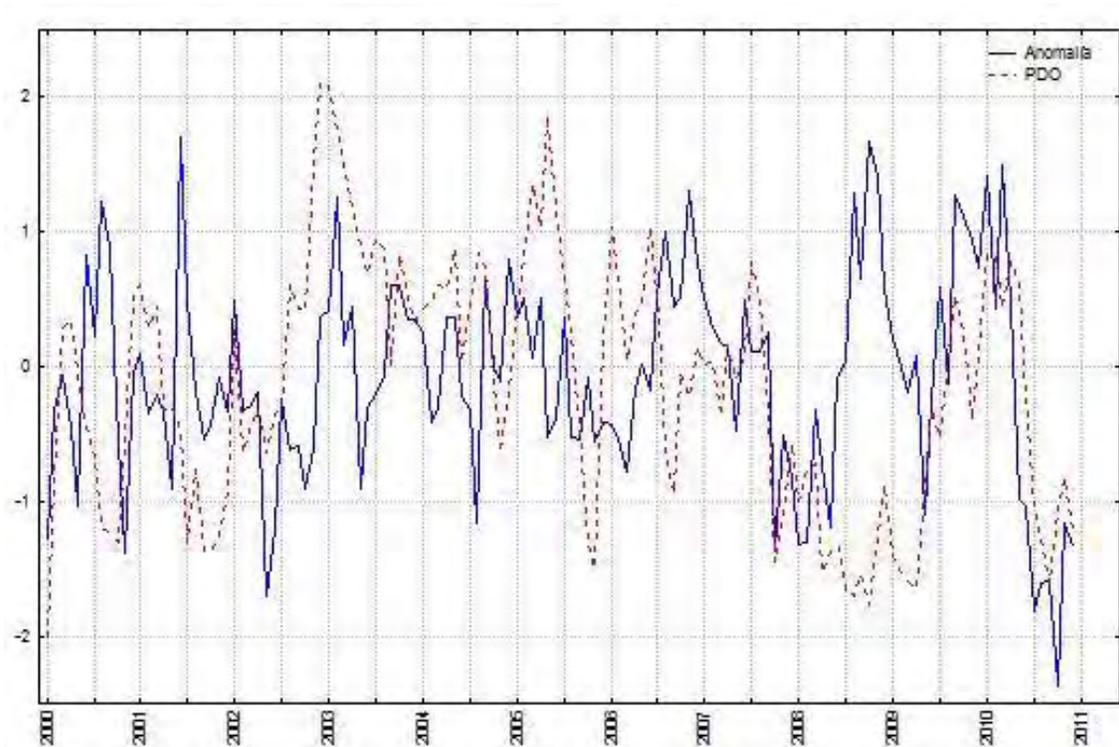


Figura 21. Anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) e índice de la oscilación decadal del Pacífico.

En éste caso, el análisis de correlación cruzada no indicó ningún retraso que presente una correlación estadísticamente significativa.

La distribución espacial del coeficiente de correlación ATSM-PDO se muestra en la figura 22, donde podemos observar que en términos generales la correlación resulta positiva, pero de menor magnitud que la correlación ATSM-MEI. Destaca también la aparición de zonas de correlación negativa en el dominio oceánico, sin embargo, al igual que en el caso anterior hay que tomar en cuenta que dichos

valores así como las correlaciones positivas menores a 0.3 no resultaron ser estadísticamente significativas ($\alpha=0.05$).

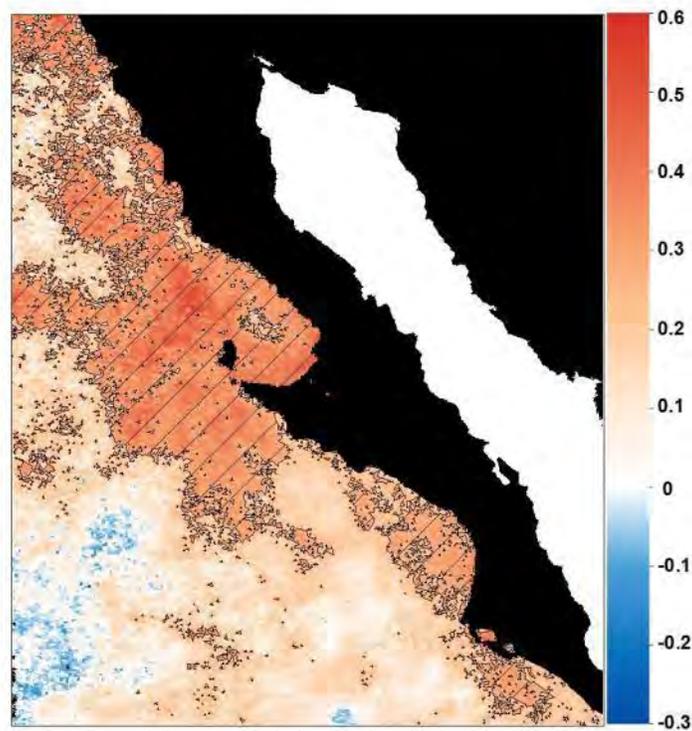


Figura 22. Índice de correlación entre la anomalía de la TSM y PDO. La zona sombreada representa el área donde la correlación resulta estadísticamente significativa ($p<0.05$).

Del análisis anterior podemos concluir que, al menos en lo que respecta a la escala temporal de éste estudio, la aparición de anomalías en la TSM presenta una relación moderadamente alta con el fenómeno de El Niño / La Niña, presentándose una correlación positiva y estadísticamente significativa dentro de la mayor parte del área de estudio, en comparación, la relación con el PDO resulta de menor magnitud y el área de correlación estadísticamente significativa se limita a los dominios costero y de transición.

La presencia de correlaciones negativas en ambos análisis sugiere que el dominio oceánico presenta una respuesta inversa ante los factores forzantes de El Niño/ La Niña y la oscilación decadal del Pacífico, sin embargo la baja significancia estadística de la correlación en éstas zonas no permite asegurar la presencia de dicha relación.

8 Análisis en puntos específicos del área de estudio

Para analizar a mayor detalle la variación de la TSM en distintas partes del área de estudio, se eligieron 14 puntos (Fig.23) los cuales fueron seleccionados según tres criterios. En primer lugar se buscaron puntos que coincidieran con estaciones de la red de muestreo IMECOAL. En segundo lugar se tomó en cuenta la zonación descrita por Lynn & Simpson (1987) de modo que los puntos ocuparan los dominios costero, oceánico y de transición. Por último se consideraron las diferencias latitudinales encontradas por Gallaudet & Simpson (1994), tomando los transectos IMECOAL 100, 110, 120, 130 y 137.

En cada uno de los puntos escogidos se analizó la significancia del modelo de regresión, el ciclo estacional de la TSM calculado a partir de la ecuación antes descrita (Ec.1), el porcentaje de varianza explicada por el modelo, la anomalía no estacional de la TSM, la correlación de las anomalías no estacionales con los índices MEI y PDO y la tendencia de largo plazo en la TSM, siguiendo procedimientos idénticos a los empleados para los análisis anteriores. Las coordenadas geográficas de cada punto así como los valores obtenidos de cada uno de los análisis antes mencionados se presentan en la tabla 2.

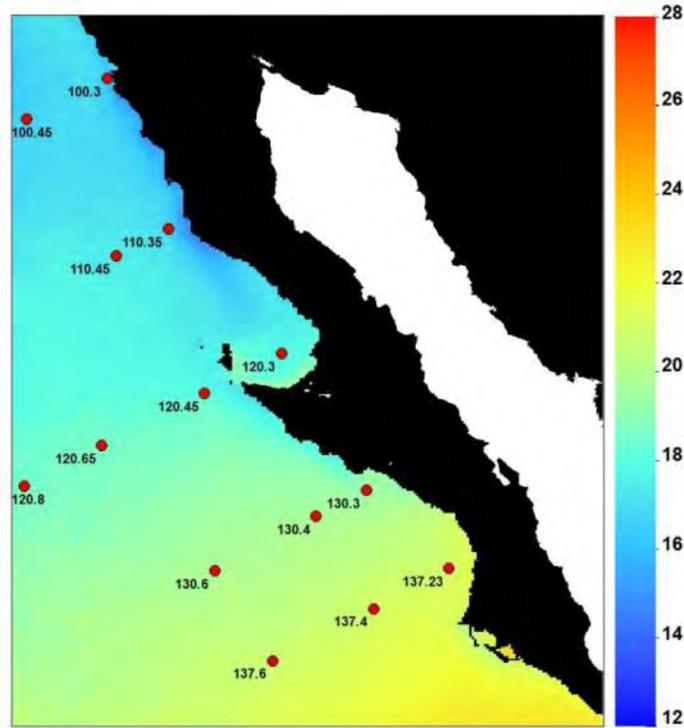


Figura 23. Puntos específicos del área de estudio y campo medio anual de la TSM para el periodo de estudio. Los números indican la estación IMECOCAL correspondiente.

Tabla 2. Número y coordenadas geográficas de las estaciones IMECOCAL, donde se realizaron análisis puntuales de temperatura superficial por satélite. Se muestra la temperatura promedio del periodo 2000-2010, la varianza explicada por el modelo (r^2) y los coeficientes de correlación entre la ATSM y los índices MEI y PDO. El asterisco (*) en las correlaciones indica que son estadísticamente significativas ($p < 0.05$)

Punto	Coordenadas	Temperatura promedio	r^2	ATSM-MEI	ATSM-PDO
100.30	31.69N, 116.77W	16.5 °C	0.75	0.26*	0.19*
100.45	31.18N, 117.78W	17.0 °C	0.79	0.17*	0.16
110.36	29.78N, 115.99W	17.0 °C	0.80	0.28*	0.19*
110.45	29.45N, 116.65W	17.8 °C	0.85	0.31*	0.15*
120.30	28.21N, 114.56W	18.0 °C	0.80	0.38*	0.23*
120.45	27.71N, 115.54W	18.3 °C	0.79	0.43*	0.28*
120.65	27.05N, 116.84W	18.9 °C	0.80	0.27*	0.10
120.80	26.53N, 117.81W	19.1 °C	0.78	0.36*	0.19*
130.30	26.48N, 113.49W	19.4 °C	0.83	0.50*	0.20*
130.40	26.15N, 114.12W	19.7 °C	0.80	0.45*	0.12
130.60	25.46N, 115.41W	19.9 °C	0.78	0.34*	0.06
137.23	25.49N, 112.45W	20.9 °C	0.88	0.53*	0.21*
137.40	24.98N, 113.40W	21.0 °C	0.81	0.38*	0.02
137.60	24.32N, 114.67W	20.8 °C	0.76	0.37*	0.12

8.1 Línea 100

La línea 100 parte de Punta Banda en el extremo sur de la Bahía a de Todos Santos. En ésta línea analizaremos en primer lugar la estación 100.30 que presentó una temperatura promedio de 16.5 °C, y un ciclo estacional bien definido con una temperatura mínima de 14.5 °C en marzo y máxima en agosto de 19.6 °C (Fig. 24a). Estudios realizados en éste punto indican que durante el mes de marzo se presenta un máximo en el flujo superficial hacia el sur, lo que explicaría la presencia de bajas temperaturas en éste mes. En cuanto a la época de TSM máxima, resulta evidente un desfase entre la temporada de mayor radiación solar (verano) y la aparición de temperaturas máximas por lo que diversos autores han concluido que se presenta un retraso en el calentamiento de las capas subsuperficiales. Por otra parte, durante el mes de agosto se da el flujo máximo de la contracorriente subsuperficial la cuál transporta agua cálida en dirección sur (Gómez-Valdez, 1983) lo que resulta en la aparición de un máximo en la TSM. En éste punto, el modelo ajustado explica el 75% de la variación de la TSM. En cuanto a la correlación entre la ATSM y los índices MEI y PDO, se obtuvieron valores de 0.26 y 0.19 respectivamente los cuales resultaron significativos en ambos casos. La mayor anomalía (Fig. 24b) positiva se dio durante octubre de 2000 (ATSM=+2°C) sin que se encuentre en éste caso una relación directa con lo reportado por los índices MEI o PDO ya que para dicho mes ambos índices reportan valores negativos. En cuanto a la mayor anomalía negativa, ésta se dio en septiembre de 2010 (ATSM=-2.85). En éste caso la ATSM sí parece estar directamente relacionada con la presencia de un fuerte periodo de La Niña (MEI= -2.01) y con una fase fría en la oscilación decadal del Pacífico (PDO=-1.61).

Respecto al segundo punto analizado y que corresponde a la estación 100.45, se obtuvo una temperatura promedio de 17°C con mínimos de 15°C durante febrero y máximos en agosto, cuando el modelo indica una temperatura de 19.8°C (Fig.24c). En éste caso el modelo explicó 74% de la variación de la TSM, mientras que las variaciones no estacionales presentaron una correlación baja con respecto

al índice MEI ($r = 0.11$) y al PDO ($r = 0.16$), sin embargo, ésta última resultó no ser significativa ($p > 0.05$).

Las mayores anomalías registradas en éste punto ocurrieron en diciembre de 2000 cuando se presentó una ATSM de -2.6°C relacionada posiblemente con una fase fría reportada por el PDO (-1.19) mientras que en junio de 2008 se dio una anomalía positiva de gran magnitud (ATSM= 3.4°C) que sucedió durante un periodo de Niño (MEI= 1.01).

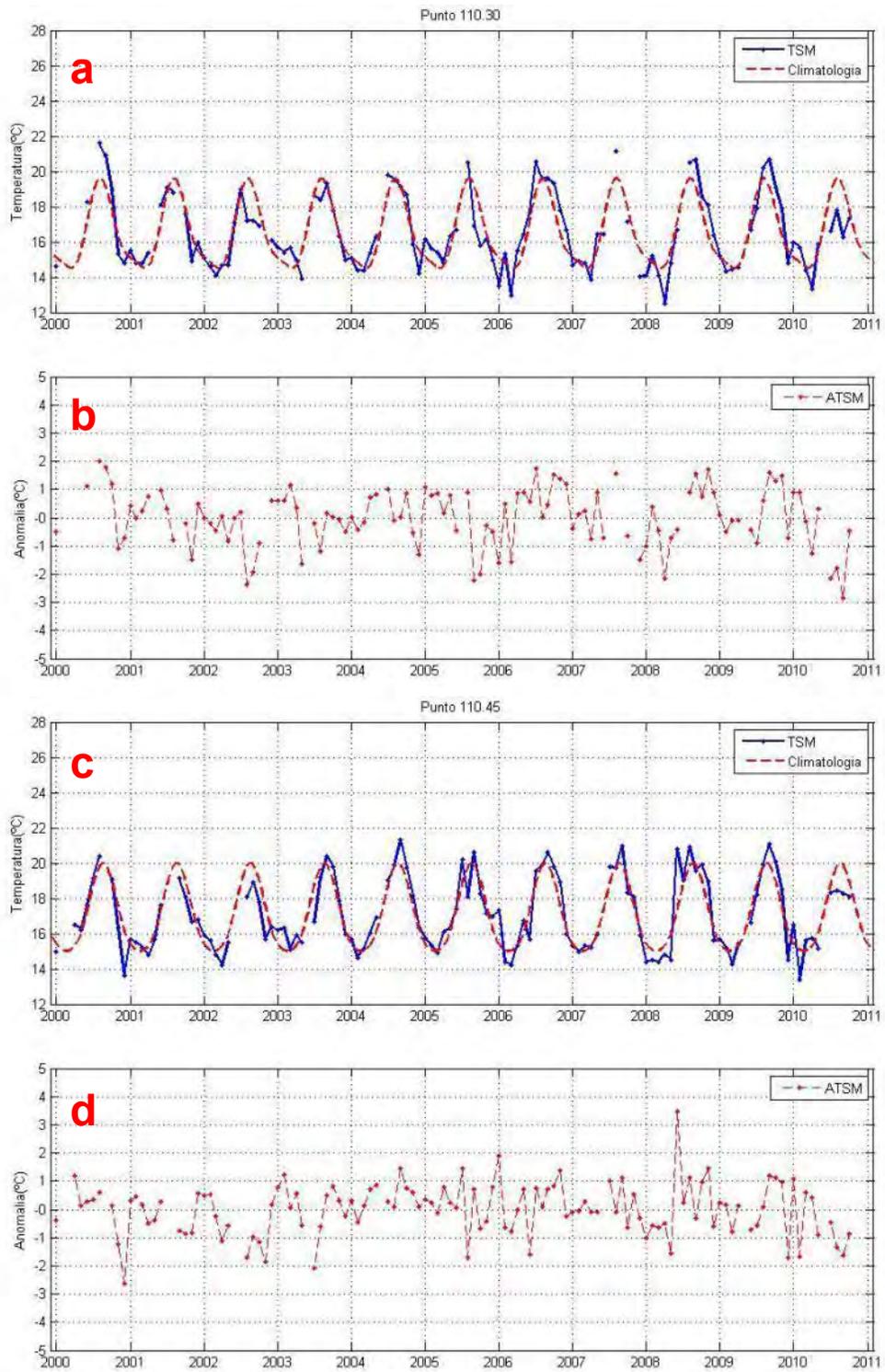


Figura 24. TSM, climatología y anomalía de la TSM para los puntos 100.30 (a,b) y 100.45 (c,d).

8.2 Línea 110

En ésta línea se analizaron los datos de dos puntos; en primer lugar, la estación 110.36 presentó una temperatura promedio de 17 °C. El modelo, que explicó el 80% de la variabilidad de la TSM, mostró temperaturas máximas (20°C) en agosto y mínimas (14.7°C) en abril (Fig. 25a). En cuanto a la variabilidad no estacional, éste punto presentó correlaciones estadísticamente significativas con el MEI ($r=0.28$) y con el PDO ($r=0.19$). Las máximas anomalías encontradas en éste punto fueron de 2.34°C en marzo de 2000, cuando el MEI reportó una Niña moderada y el PDO indicó condiciones casi neutrales y durante octubre de 2007 cuando la anomalía de -3 °C coincidió con un niño moderado (MEI= -1.13) y un periodo frio en la oscilación decadal del pacífico (PDO=-1.45).

Localizado al suroeste de punto anterior, tenemos el punto 110.45 donde la temperatura promedio es de 17.8°C. En la gráfica (Fig. 25c) podemos observar que la climatología de éste punto presenta mínimos en marzo con temperaturas de 15.6 °C, máximos de 20.7 °C en septiembre El modelo en éste punto explicó el 85% de la variabilidad de la TSM mientras que la ATSM presentó correlaciones estadísticamente significativas con el MEI ($r=0.31$) y con el PDO ($r=0.15$).

Las máximas anomalías (Fig. 25d) positivas en éste punto sucedieron en los meses de octubre y diciembre de 2006 alcanzando en ambos meses un valor de 1.8°C. En ambos casos, el MEI reportó anomalías positivas de 0.9 y 0.97 respectivamente, mientras que el PDO presentó valores de -0.05 en el primer caso y de 0.14 en el segundo. En cuanto a la máxima anomalía negativa, ésta se presentó durante octubre de 2002 con un valor de -2.59 °C; destaca que durante éste mes, los índices MEI y PDO reportaron valores positivos de 0.95 y 0.42 respectivamente, sin embargo, ésta anomalía podría relacionarse con una intrusión de agua sub-ártica que se discutirá posteriormente.

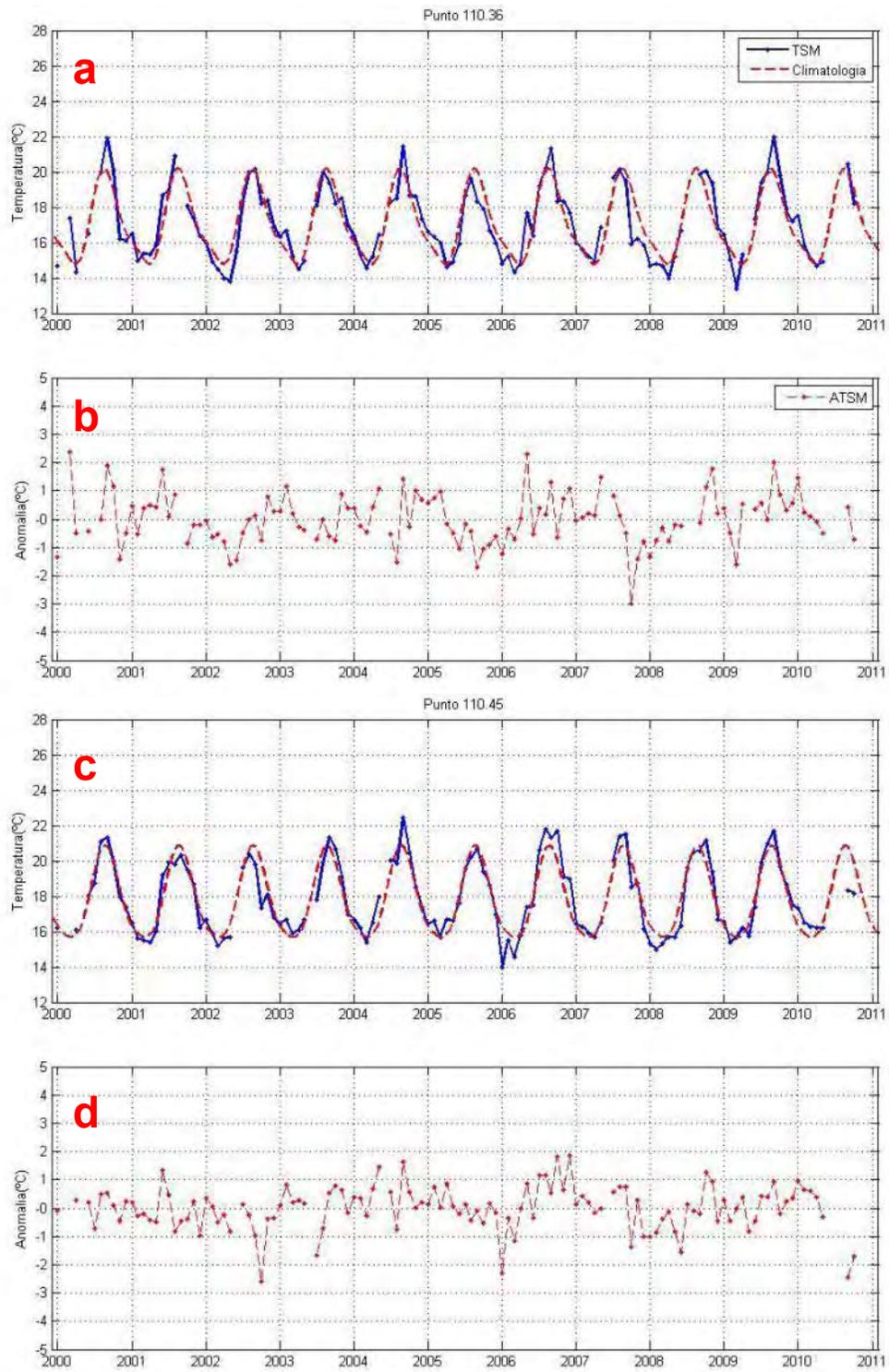


Figura 25. TSM, climatología y ATSM para los puntos 110.36 (a, b) y 110.45 (c, d)

8.3 Línea 120

La línea 120 de la red IMECOCAL parte desde Bahía Vizcaino y pasa cerca de punta Eugenia, lo que resulta relevante ya que diversos estudios sugieren que ésta zona representa la línea de división entre dos ecoregiones. La región al norte, que forma parte del gran remolino ciclónico del Sur de California y presenta una estratificación clara con mínimo forzamiento por viento y surgencias débiles; y la región al sur de punta Eugenia, también denominada región central por su ubicación con respecto a la península de Baja California y que se caracteriza por surgencias moderadas pero persistentes a lo largo del año (U.S.-GLOBEC, 1994).

El punto situado en la estación 120.30 (Fig. 26 a, b) presentó en éste estudio una temperatura promedio de 18°C. La climatología calculada mostró que las temperaturas más bajas se presentan en abril (15.7°C) y llegan a un máximo de 21.2°C en septiembre. El coeficiente de determinación del modelo indicó que el mismo explica 78 % de la variabilidad de la TSM. En cuanto a la correlación de la ATSM con el MEI y el PDO, se obtuvo un valor de 0.39 para el primer caso y de 0.23 para el segundo, resultando ambos significativos ($p < 0.05$).

La anomalía de mayor magnitud en éste punto se detectó durante agosto de 2001 con un valor de -3.2°C; a pesar de que el índice PDO reporta una anomalía negativa, ésta es de solo -0.76 por lo que no explica la presencia de ésta anomalía; en cuanto al índice MEI, en dicho mes se reportó un valor de 0.35. La máxima anomalía positiva para el periodo en éste punto fue de 2.5°C y se dio durante junio de 2006 mostrando un aparente acoplamiento con los índices MEI y PDO que presentaron anomalías positivas de 0.54 y 1.04 respectivamente.

Situado fuera de Bahía Vizcaino, el punto 120.45 presenta una temperatura promedio de 18.3 °C. La climatología calculada para éste punto explicó el 77% de la variación de la TSM y mostró mínimos de 15.6°C durante los meses de abril mientras que septiembre presentó las temperaturas más altas con un promedio estacional de 21.4°C (Fig. 26c). Las anomalías no estacionales de la TSM presentaron correlaciones estadísticamente significativas tanto para la

comparación con el MEI ($r=0.43$) como con el PDO ($r=0.28$). Las anomalías de mayor magnitud se presentaron durante enero de 2000 ($ATSM=-3.4^{\circ}C$) y octubre de 2010 ($ATSM=-2.52^{\circ}C$) coincidiendo en ambos casos con periodos de La Niña Reportados en el MEI con valores de -1.17 y -1.4 respectivamente. La máxima anomalía positiva en éste caso fue de $^{\circ}C$ y tuvo lugar en agosto de 2009 durante un periodo de El Niño moderado ($MEI=0.93$).

El siguiente punto en ésta línea (120.65) se encuentra dentro de lo que diversos autores denominan como dominio oceánico y presentó una temperatura promedio de $18.9^{\circ}C$. Presenta un ciclo estacional con mínimos de $16.6^{\circ}C$ en marzo y máximos de $21.7^{\circ}C$ en septiembre (Fig. 27a) El modelo ajustado en éste caso explicó el 78% de la variación de la TSM.

Éste punto presentó una correlación estadísticamente significativa entre a ATSM y el MEI con un valor de 0.27, en cambio, la correlación con el PDO resultó no ser significativa y presentó un valor de solo 0.1.

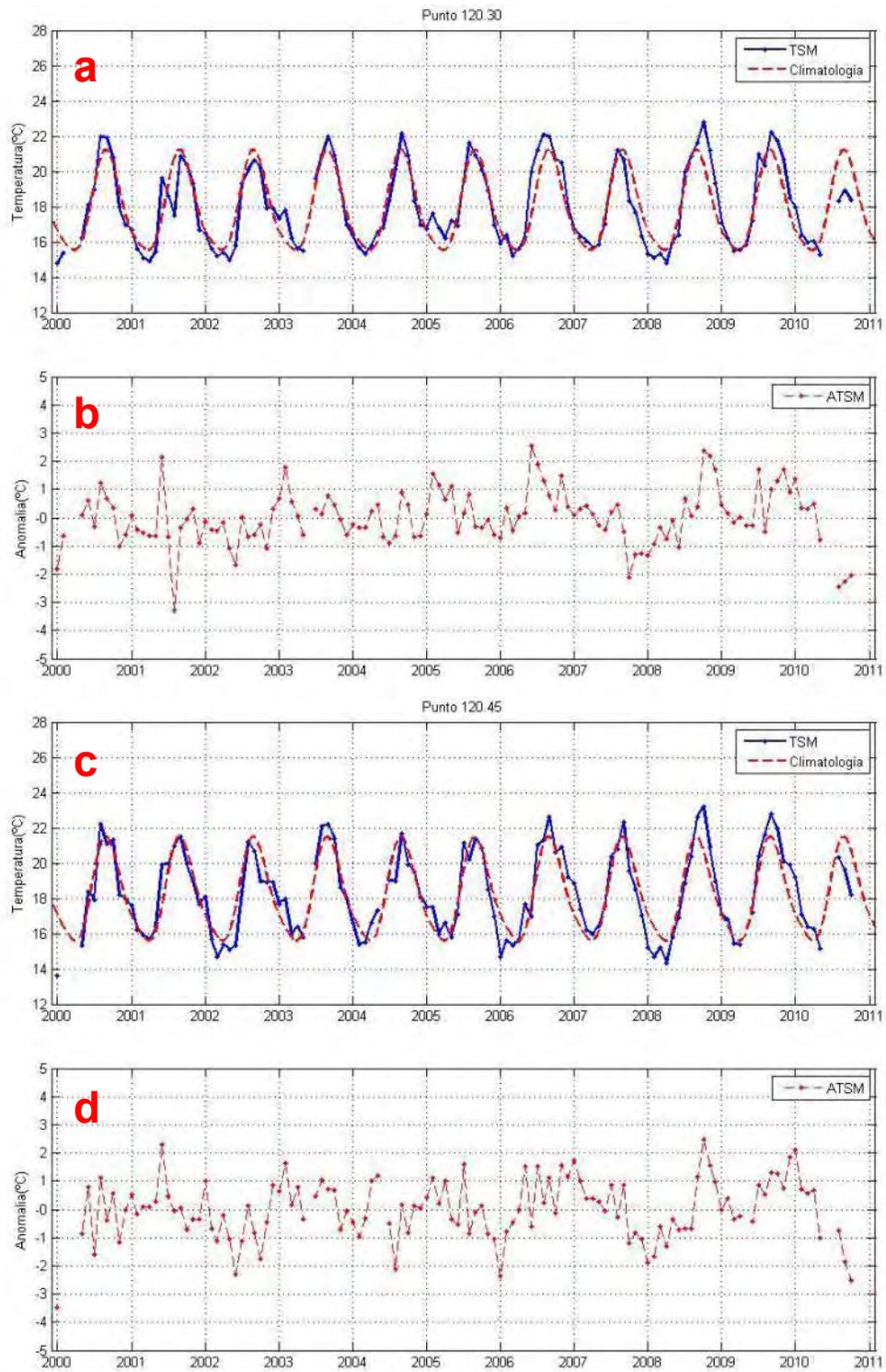


Figura 26. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 120.30 (a,b) y 12.45(c,d)

Las principales anomalías encontradas en éste punto (Fig. 27b) se dieron en junio de 2001 (ATSM=3.6°C) y en julio de 2010 (ATSM=-2.34°C). La primera, se dio en un periodo donde los índices MEI y PDO presentan valores ligeramente negativos, sin embargo, como se verá posteriormente, en éste mes la mayor parte del área de estudio presentó temperaturas anormalmente altas. Respecto a la segunda anomalía mencionada, ésta sucedió durante un periodo particularmente frio durante el cual los índices MEI y PDO reportaron valores de -1.21 y -1.05.

Localizado también en el dominio oceánico pero aún más alejado de la costa, se encuentra la estación 120.80 que presentó una temperatura promedio de 14 °C. El modelo explicó en éste punto el 77% de la variabilidad de la TSM y produjo una climatología con temperaturas mínimas en marzo y máximas en septiembre con valores de 16.9 y 21.6 °C respectivamente (Fig. 27c). En éste caso las correlaciones resultaron significativas tanto para el MEI ($r=0.36$) como para el PDO ($r=0.19$). En la figura 27c se muestra el mapa de la ATSM donde podemos observar una máxima anomalía negativa de -2.68 en agosto de 2005 que no coincide con periodos de Niña ni con anomalías negativas en pacífico (MEI=0.3, PDO=0.25). La anomalía positiva más notable en éste punto, sucedió en septiembre de 2009 (ATSM=2.39°C) cuando la mayor parte del área de estudio mostró temperaturas anormalmente altas que podrían deberse a la presencia de un Niño moderado (MEI= 0.77) aunado a un periodo cálido en la oscilación decadal del Pacífico (PDO=0.52).

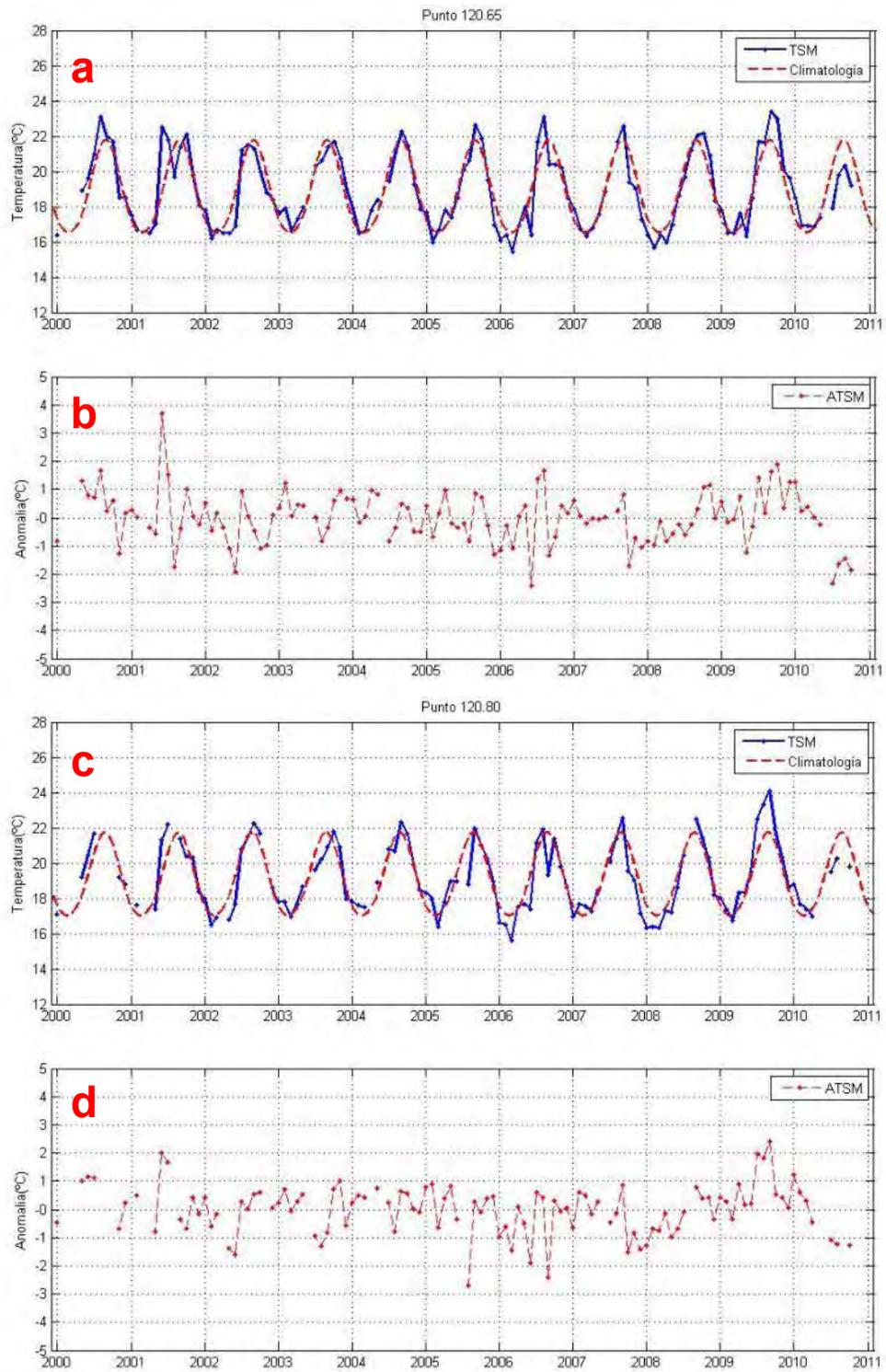


Figura 27. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 120.65(a,b) y 120.80(c,d)

8.4 Línea 130

En ésta línea se analizaron los puntos correspondientes a tres estaciones de la red IMECOCAL. La primera es la estación 130.30 donde se obtuvo una temperatura promedio de 19.4 °C. El modelo ajustado explicó en éste punto un 83% de la variabilidad de la TSM y describió una climatología (Fig. 28a) donde los mínimos anuales ocurren en abril (15.1°C) y los máximos en septiembre (24.1°C). La variabilidad no estacional, presenta una correlación con el MEI de 0.5 y con el PDO igual a 0.2 resultando ambas estadísticamente significativas. Analizando la gráfica de ATSM (Fig. 28b) destaca la anomalía positiva que se presentó en septiembre de 2009 (ATSM=2.69°C); como se mencionó antes, en éste mes casi la totalidad del área de estudio mostró anomalías positivas aparentemente relacionadas con valores positivos en los índices MEI y PDO. En cuanto a la anomalía negativa de mayor magnitud, ésta sucedió en octubre de 2010 y se relaciona con un fuerte episodio de La Niña (MEI=-1.4) que inicio desde junio de 2010 y se prolongó más allá del periodo de estudio. Además de lo anterior, el PDO también reportó durante éste periodo valores negativos.

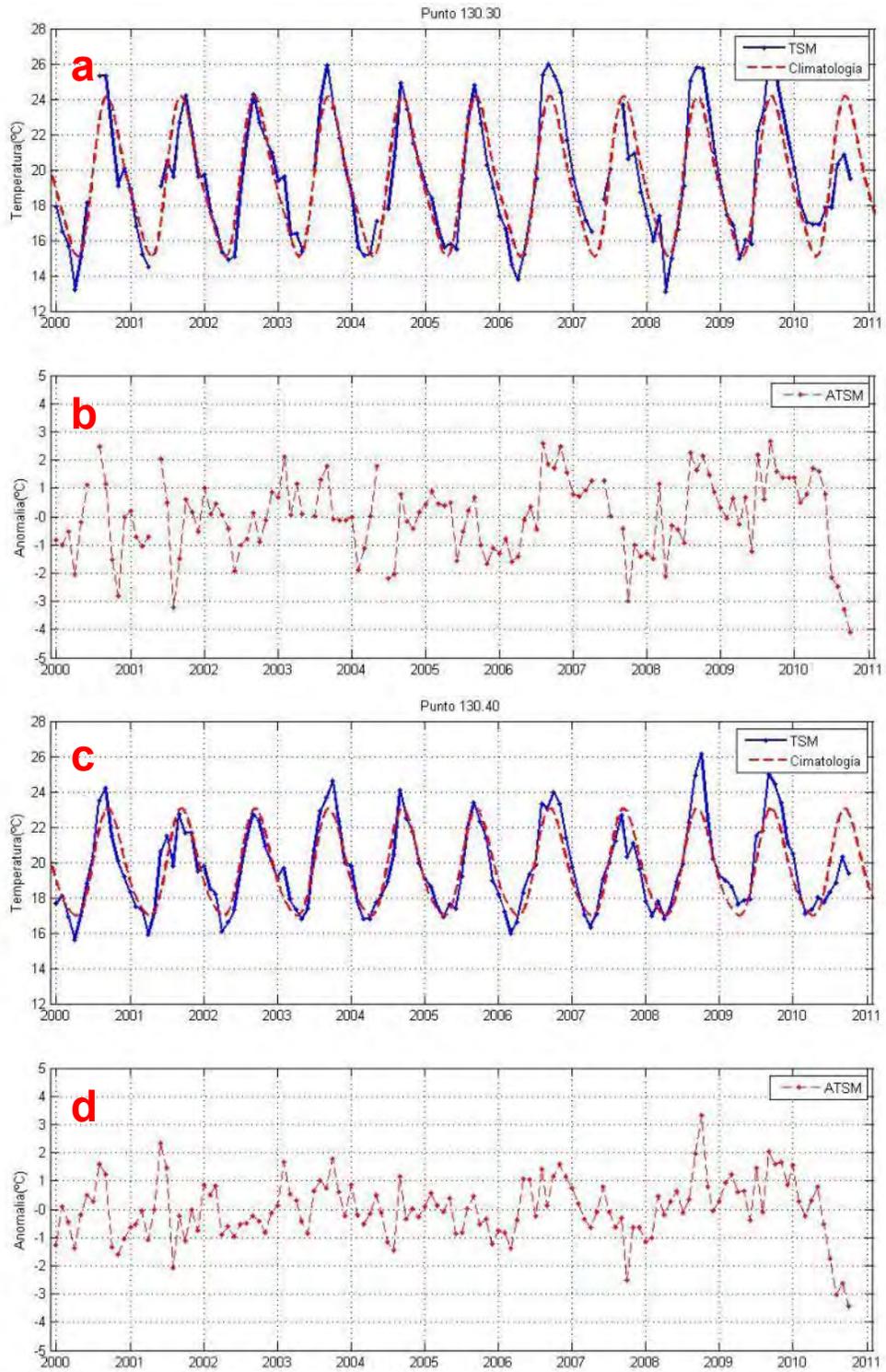


Figura 28. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 130.30(a,b) y 130.40(c,d)

En la figura 28b se presenta la TSM y la climatología calculada para el punto 130.40. Éste punto presentó una temperatura promedio de 19.7°C, con mínimos de 17°C en abril y máximos de 21.4°C en septiembre. El modelo explicó en dicho punto el 78% de la variación mientras que las anomalías presentaron una correlación significativa con el MEI de 0.45; En cuanto al PDO, éste mostró una correlación no significativa de 0.12.

Las anomalías de mayor magnitud en éste punto (Fig. 28d) coincidieron una vez más con el periodo cálido de agosto y septiembre de 2009 y con el evento de La Niña de 2010.

Respecto al punto 130.60, donde el modelo explicó 77% de la variabilidad de la TSM, podemos ver en la gráfica (Fig.29a) que presentó temperaturas mínimas de 17.9°C durante abril y máximas en septiembre con 22.9°C mientras que la TSM promedio fue de 19.9°C. La ATSM en éste caso mostró una correlación estadísticamente significativa con el fenómeno del Niño obteniéndose un coeficiente de correlación ATSM-MEI de 0.34, en cambio, la correlación con el PDO resultó no significativa y presentó un valor de solo 0.05.

Al igual que en varios de los puntos analizados, la anomalía negativa de mayor magnitud se presentó durante el evento de la Niña de septiembre – octubre de 2010, cuando éste punto presentó anomalías de -2.7°C. La mayor anomalía positiva fue durante agosto de 2000, coincidiendo con un periodo cálido que abarcó la mayor parte del área de estudio entre junio y octubre.

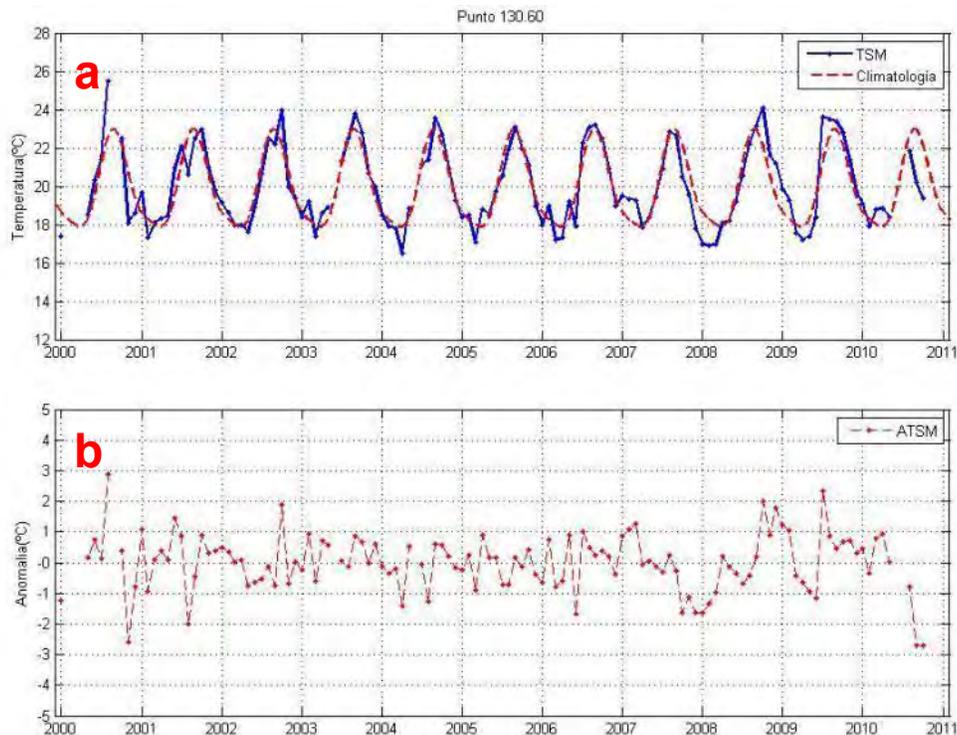


Figura 29. TSM, Climatología(a) y ATSM (b) del punto 130.60

8.5 Línea 137

Los puntos de la línea 137 son los que se encuentran más al sur de todos los analizados. El cálculo del ciclo estacional en el punto 137.23 indicó una temperatura promedio de 20.9°C mientras que la TSM mínima y máxima se presenta durante abril y septiembre con temperaturas de 16.7 y 25.8°C respectivamente (Fig. 30a). En éste punto el modelo de ajuste presentó la máxima significancia de los puntos analizados al explicar el 86% de la variabilidad de la TSM. En cuanto a la ATSM, el análisis indicó correlaciones significativas entre los dos índices estudiados, obteniéndose valores de 0.53 para el MEI y de 0.21 para el PDO. La gráfica de la ATSM (Fig. 30b) muestra que el valor positivo de mayor magnitud en el periodo de estudio se presentó en noviembre de 2006 con un valor de 2.5°C y coincidió con un periodo de El Niño (MEI=1.3) asociado a temperaturas anormalmente cálidas a lo largo de la mayor parte de la zona de estudio. Destaca también la presencia de anomalías negativas del orden de -3.1 °C en agosto de

2010; si bien ésta anomalía se encuentra claramente vinculada con el ya mencionado evento de la Niña, se observa un pequeño adelanto en la aparición de anomalías negativas con respecto a otros puntos más al norte.

El punto 137.40 presentó una temperatura anual promedio de 21°C con mínimos en abril y máximos en septiembre cuando las temperaturas fueron de 17.4 y 24.8°C respectivamente (Fig. 30c). En éste caso, la variación de la TSM explicada por el modelo fue ligeramente menor al punto anterior, obteniéndose un valor de R^2 de 0.80 mientras que la ATSM se correlacionó con el MEI de manera estadísticamente significativa a pesar de que el valor obtenido resultó bajo en comparación con el observado en otros puntos ($r=0.38$); la prueba de correlación con el PDO en cambio resultó no significativa con un valor de solo 0.02.

El periodo más frío en éste punto se dio nuevamente durante el evento de La niña de 2010, periodo durante el cual se obtuvieron valores de ATSM de -3.6 °C (Fig.30d). Respecto a la mayor anomalía positiva, el punto presentó valores de 3.3°C en octubre de 2008, periodo durante el cual se observó un patrón bastante heterogéneo en lo que respecta a la ATSM el cuál se discutirá posteriormente.

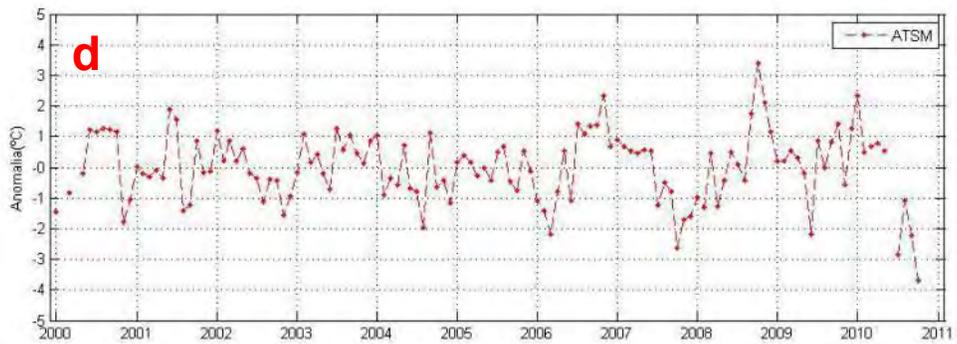
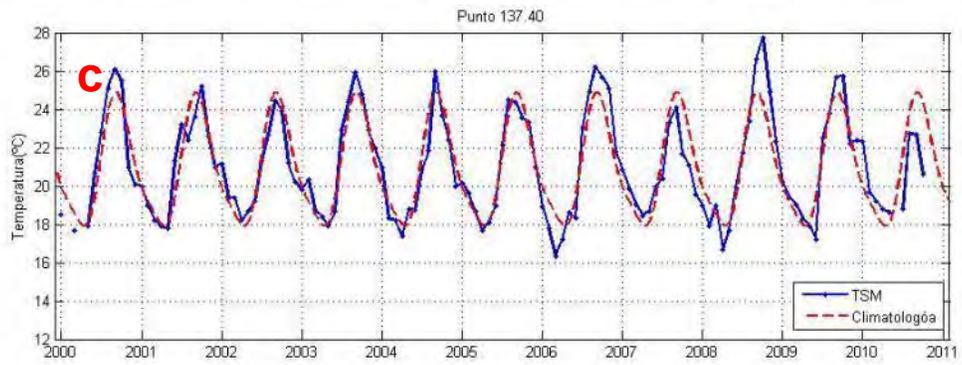
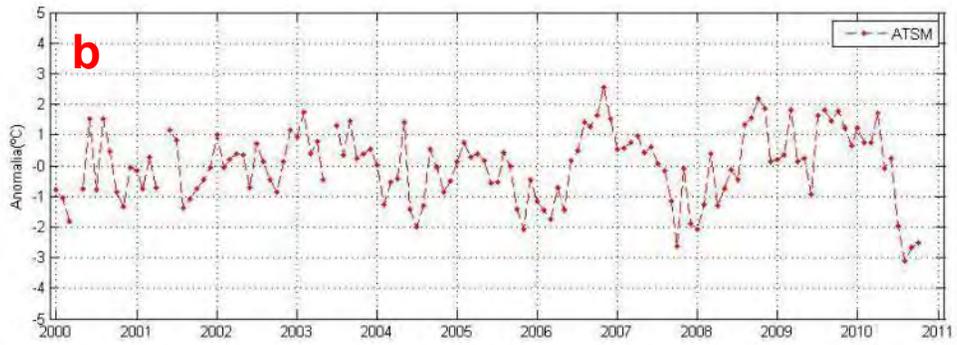
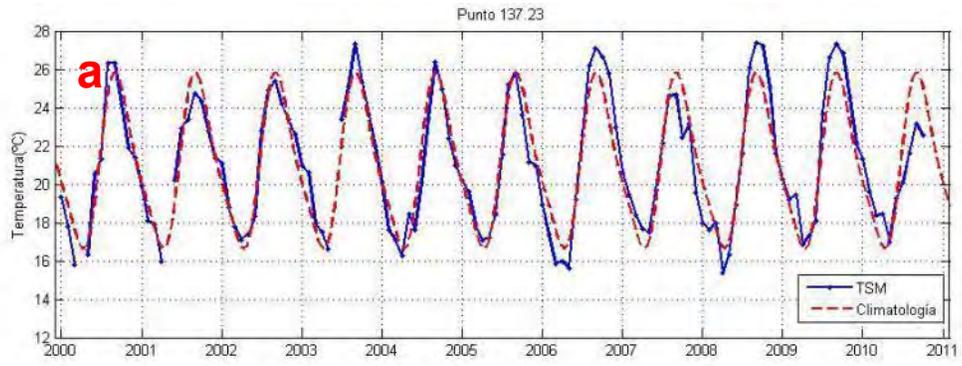


Figura 30. TSM, Climatología y ATSM de los puntos 137.23(a,b) y 137.40(c,d)

Por último, en la figura 31a se observa la TSM y la climatología del punto 137.60 en donde el modelo explico el 76% de la variación de la TSM. Al igual que en el punto anterior, las temperaturas mínimas se presentan en abril (18.4°C) y las máximas en septiembre (24°C). El análisis de correlación indicó en éste caso una relación estadísticamente significativa entre la ATSM y el MEI ($r=0.37$) caso distinto al PDO con el cual se obtuvo una correlación no significativa de 0.12.

Las mayores anomalías se presentaron durante diciembre de 2006 (3.4°C) y octubre de 2010 (-3.2°C). El primer caso coincide con el periodo de anomalía positiva de gran magnitud que si bien no se relaciona con valores extremos en el MEI o el PDO, si repercutió en la mayor parte del área de estudio. El segundo caso, está evidentemente vinculado con el periodo frio de 2010 y que se reflejó en los índices MEI y PDO

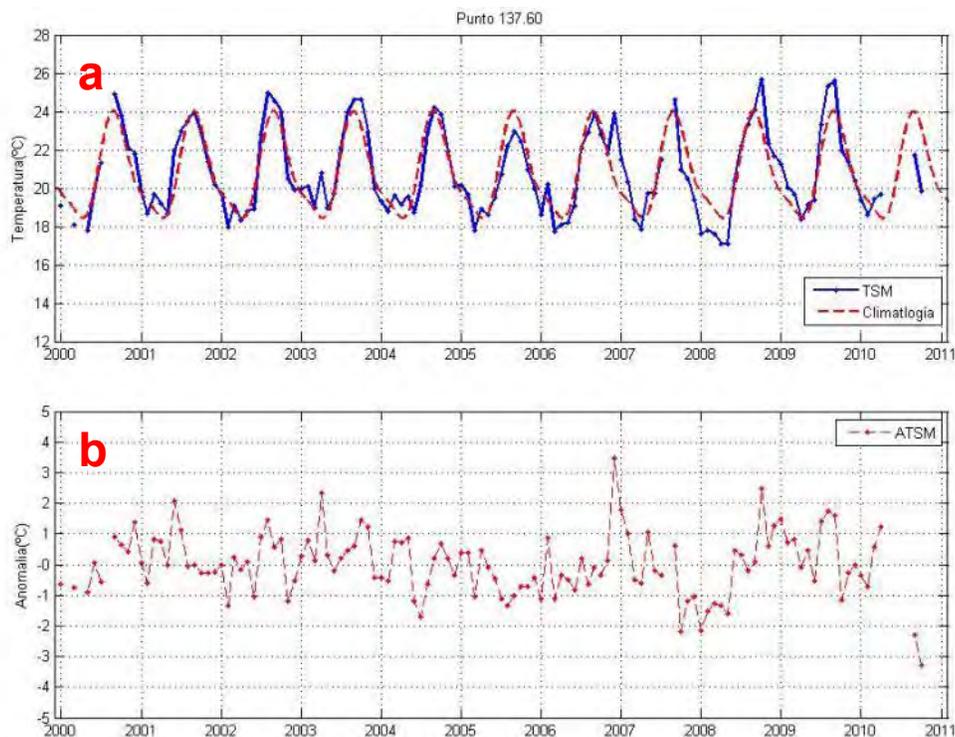


Figura 31. TSM, Climatología (a) y ATSM del punto (b) 137.60

9 Análisis de las mayores ATSM por año.

A continuación se analizan los patrones espaciales de la TSM y la ATSM durante los meses de ocurrencia de las anomalías de mayor magnitud en el periodo de estudio. En todos los casos la ATSM se calculó restando al compuesto mensual las temperaturas mensuales promedio de cada pixel, mismas que fueron calculadas mediante el ajuste de los armónicos anual y semi-anual por el método antes descrito. En algunos casos se analiza también la relación de las anomalías de la temperatura con diversos fenómenos oceánicos que tuvieron lugar en la zona de estudio y que han sido reportados en la literatura.

9.1 Año 2000

El evento más importante que se pudo observar en éste año fue el periodo entre junio y septiembre que estuvo dominado por una anomalía positiva en la TSM que contrasta con las anomalías ligeramente negativas mostradas los índices MEI y PDO. Éste incremento en la temperatura inició con la aparición de una anomalía positiva de 0.97°C (fig. 32). Se caracterizó por la presencia de lo que aparenta ser un giro en la zona localizada frente a punta Eugenia, que se extiende de manera paralela a la costa en la región norte del área de estudio y en cuyos bordes la anomalía llega hasta los 3°C .

La duración de éste periodo cálido se vio limitada a la época de verano ya que a partir de octubre se presentó un rápido enfriamiento que culminó en el mes de noviembre (Fig. 33) con la presencia de anomalías negativas similares a las reportadas por el índice PDO.

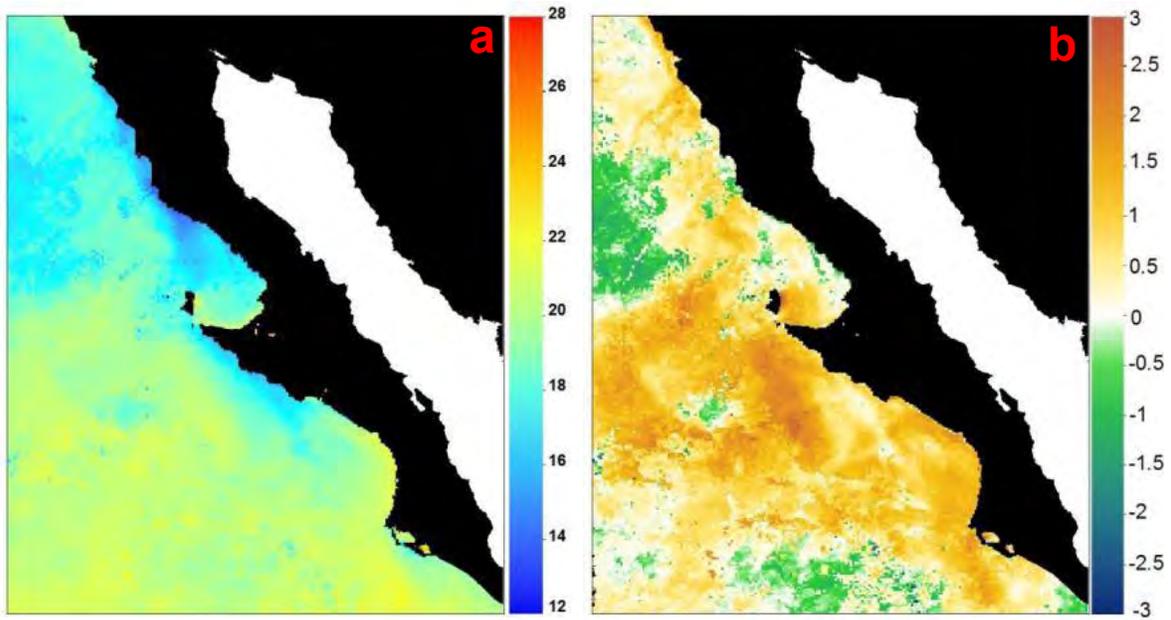


Figura 32. TSM en °C (a) y ATSM (b) para el mes de Junio de 2000.

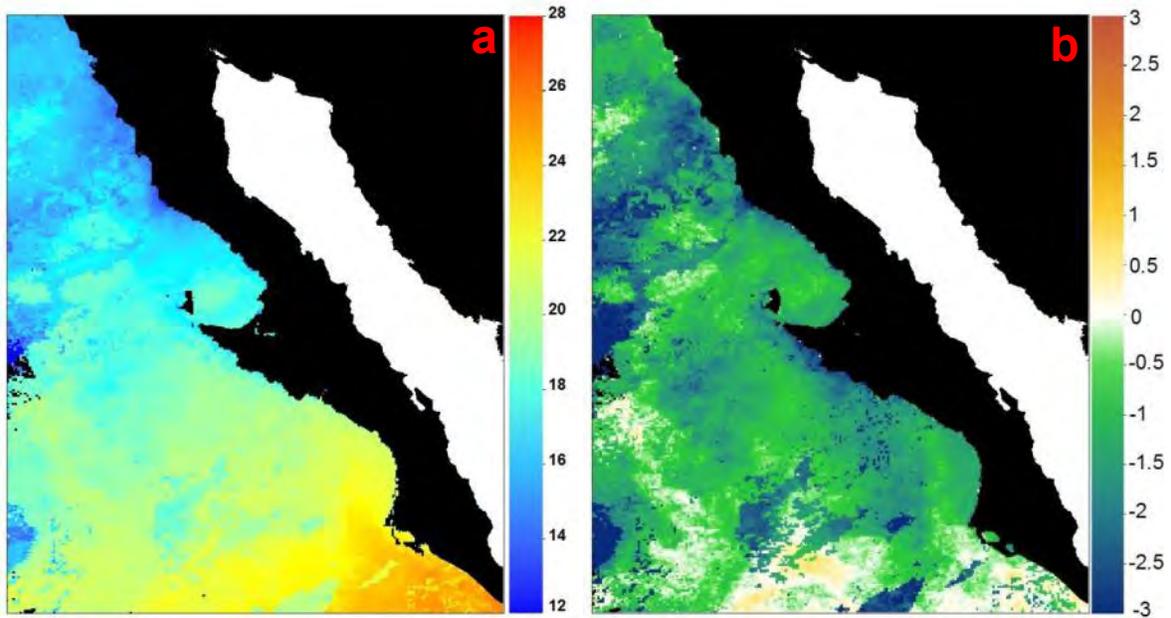


Figura 33. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de noviembre de 2000.

9.2 Año 2001

El inicio del año 2001 se caracterizó por presentar un rápido calentamiento, pasando de las anomalías negativas antes mencionadas a un corto periodo de anomalías cercanas a la neutralidad que se extendió hasta el mes de junio. A partir de entonces, la zona de estudio mostró un aumento abrupto de la temperatura alcanzando en el mes de junio de 2001 la anomalía más alta del periodo de estudio. En la figura 34, podemos observar que la distribución de la ATSM se caracterizó por una zona de alta temperatura a lo largo de la mayor parte del dominio oceánico donde se presentaron anomalías que alcanzaron los $+3^{\circ}\text{C}$. Cabe destacar que éste calentamiento no coincide con lo reportado por los índices MEI y PDO los cuáles indicaron valores negativos de -0.8 y -0.47 respectivamente.

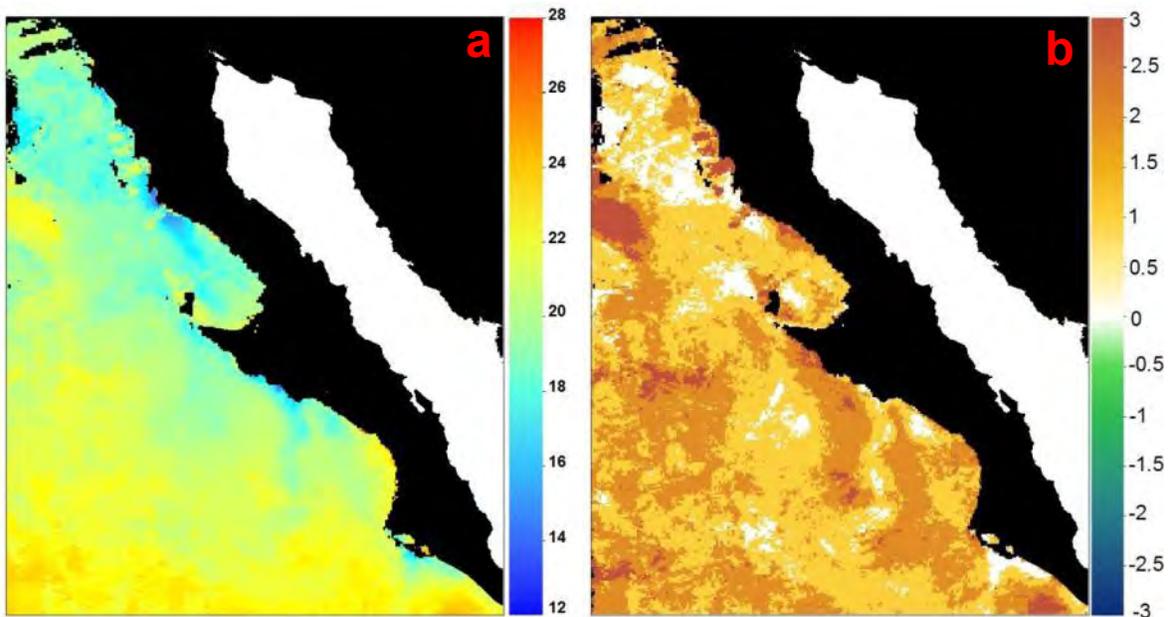


Figura 34. TSM en $^{\circ}\text{C}$ (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de junio de 2001

9.3 Año 2002 - 2003

Anteriormente, al discutir la correlación entre la anomalía no estacional y el MEI se mencionó que durante 2002 se observó una relación prácticamente opuesta entre la ATSM y los índices MEI y PDO. Al respecto, numerosos estudios reportan en ésta temporada una intrusión de agua sub-ártica en el área de estudio (Goericke, *et al.*, 2004, Lavaniegos, 2009, Gaxiola-Castro, *et al.*, 2010). De acuerdo a los datos aquí presentados, la intrusión originó un evento de anomalía negativa en la TSM detectable a partir de mayo de 2002. En la imagen de la TSM correspondiente (Fig. 35), se puede apreciar una clara división entre la zona anormalmente fría al norte de punta Eugenia y otra más cálida hacia el sur. La imagen de la ATSM reveló una zona de anomalías negativas del orden de -3°C , localizada precisamente en la región central de la zona de estudio, abarcando tanto la zona costera como el dominio oceánico.

De acuerdo a lo reportado en la literatura, éste evento produjo anomalías en la salinidad superficial que abarcaron la mayor parte de la CC y que se prolongaron hasta 2006 (Lavaniegos, 2009), sin embargo, las anomalías en la TSM atribuibles a éste fenómeno solo se prolongaron hasta finales de 2002. Esto se hace evidente en la imagen de TSM del mes de octubre de 2002 (Fig.36), en la cual persistió una anomalía negativa en la temperatura promedio, sin embargo, en contraste con lo encontrado durante el mes de Mayo, la magnitud de las anomalías fue menor en la región central y se observaron anomalías ligeramente negativas en la mayor parte de los dominios costero y de transición. En cambio, la zona oceánica al sur de punta Eugenia mostró anomalías positivas de hasta 3°C por encima de la media mensual las cuales podrían indicar un avance progresivo de aguas cálidas provenientes del sur.

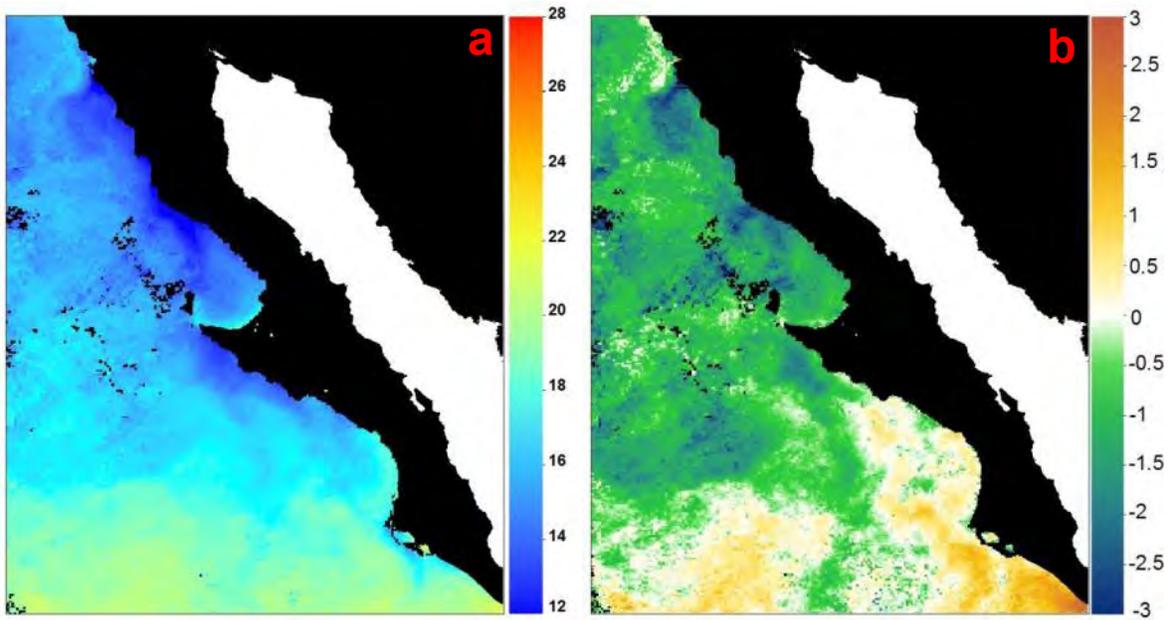


Figura 35. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de mayo de 2002

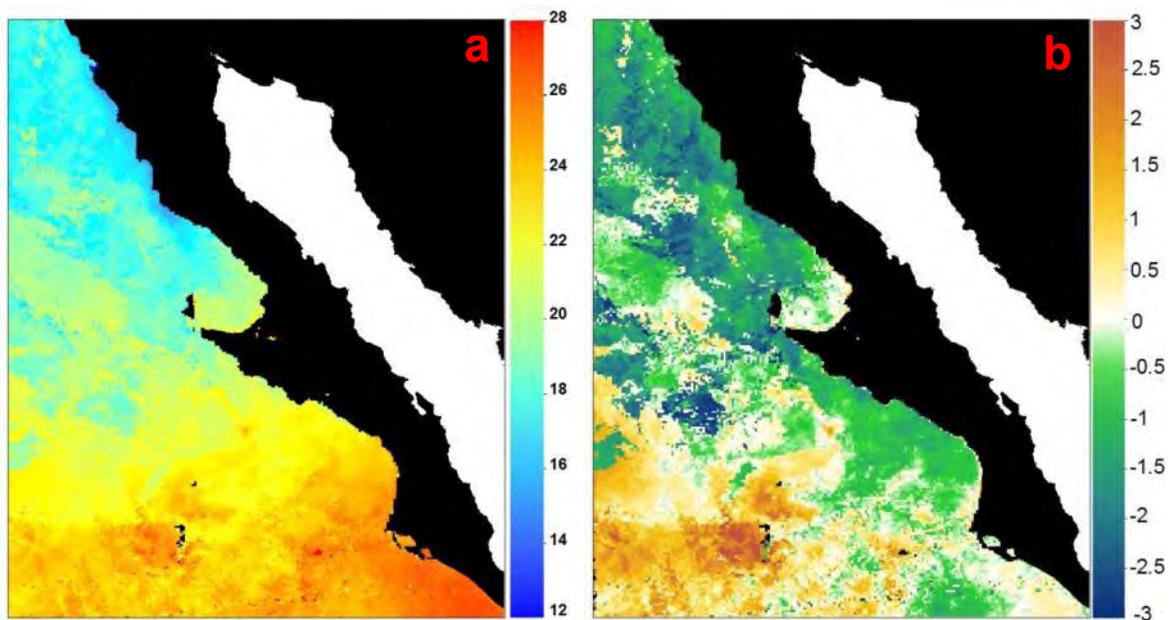


Figura 36. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2002

A partir de éste momento, el efecto de la intrusión de agua sub-ártica en la TSM se hizo cada vez menos evidente y se apreció un aparente avance de agua cálida proveniente de latitudes más ecuatoriales que continuó durante el último trimestre

de 2002 e inicios de 2003, aparentemente en respuesta al fenómeno de El Niño registrado por el MEI. Como resultado, durante el mes de febrero de 2003 (fig. 37) el área de estudio presentó anomalías positivas de entre uno y tres grados centígrados, sobretudo en la región costera al sur de punta Eugenia.

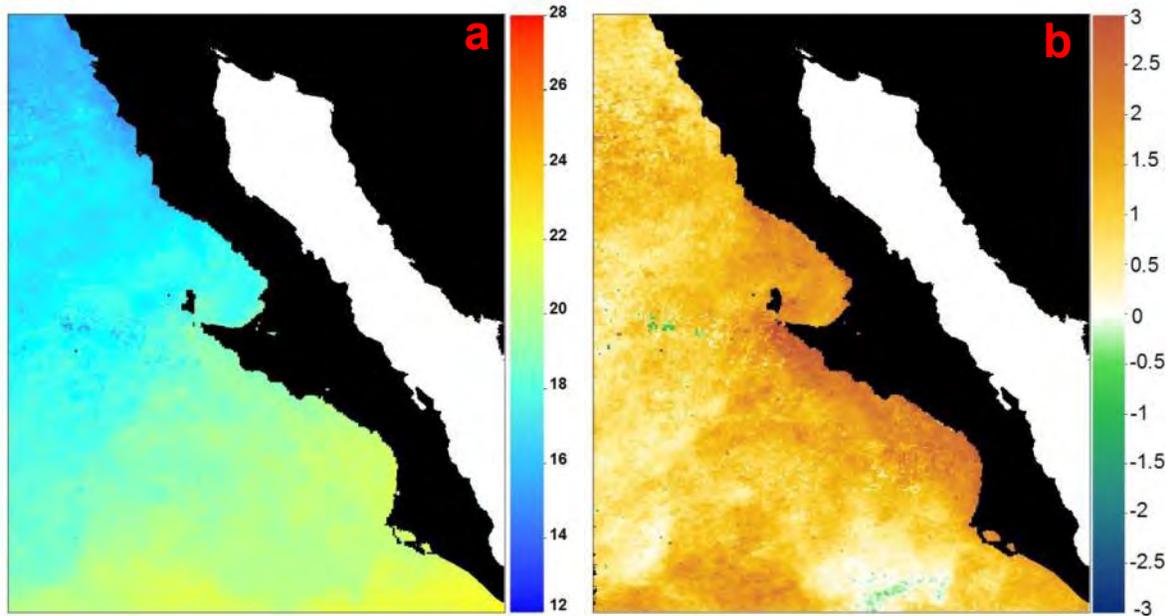


Figura 37. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de febrero 2003.

El aumento de temperatura antes mencionado, resultó de corta duración en la zona, ya que para el segundo semestre de 2003 las condiciones de El Niño reflejadas en el MEI disminuyeron, al igual que las anomalías en la zona de estudio, las cuales resultaron ligeramente positivas ($\approx +0.5^{\circ}\text{C}$).

9.4 Año 2004

Éste año se caracterizó por una serie de rápidos cambios en la TSM. Durante la primer parte del año se dio un descenso en la TSM siguiendo la tendencia observada desde último trimestre del año anterior. Dicha tendencia, presentó un cambio importante a partir de mayo de 2004 cuando se observó una anomalía positiva en la TSM (Fig. 38), caracterizada por la presencia de aguas

anormalmente cálidas a lo largo de la región norte de la zona de estudio, en donde se alcanzó una anomalía de $+2^{\circ}\text{C}$ aproximadamente. El aumento de temperatura no fue tan marcado en la región sur, en donde prevalecieron anomalías entre 0 y $+1^{\circ}\text{C}$.

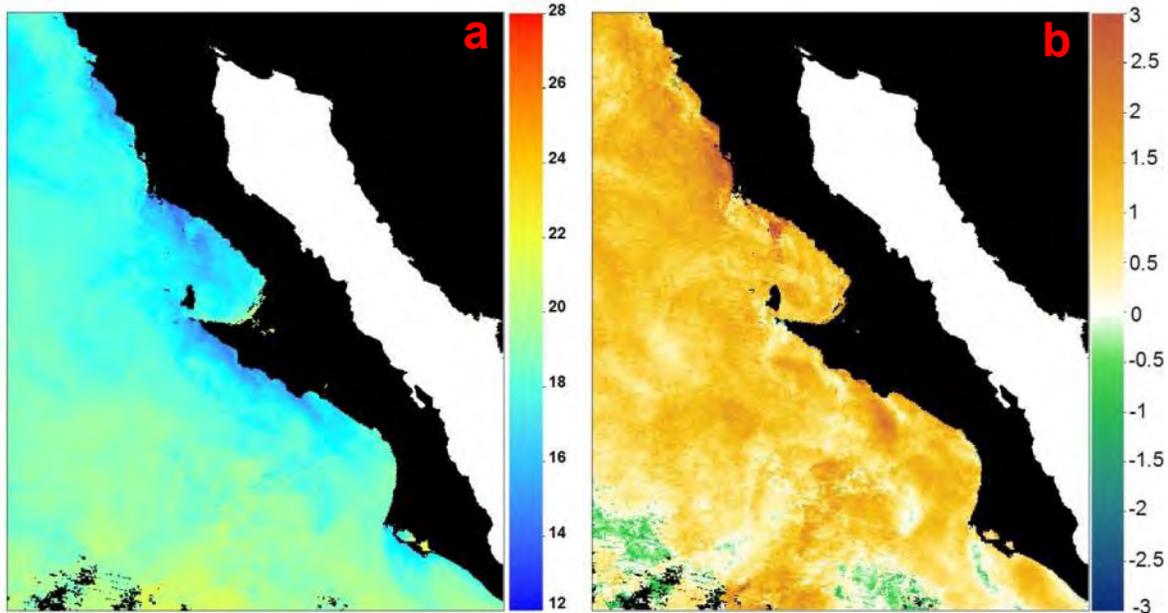


Figura 38. TSM en $^{\circ}\text{C}$ (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de mayo de 2004.

En éste caso, la presencia de anomalías positivas en la zona norte se podría relacionar por una parte con la presencia de un periodo de El Niño de intensidad moderada según lo reportado por el MEI y por otro lado con un notable retraso en la ocurrencia de vientos estacionales y el consiguiente retraso en la temporada de surgencias (Goericke, *et al.*, 2005). De acuerdo con algunos reportes, dichas condiciones desfavorables a la surgencia se prolongaron hasta inicios del otoño, sin embargo, la anomalía positiva en la TSM resultó de menor duración, prolongándose solo hasta el mes de agosto 2004 (Fig. 39) cuando la presencia de anomalías negativas a lo largo de la costa, podría evidenciar el inicio retrasado de la temporada de surgencias. Datos de la campaña oceanográfica IMECOCAL 0407 apoyan ésta idea al reportar altas concentraciones de clorofila en las zonas de surgencia el sur de punta Eugenia. Los datos de salinidad obtenidos en la

misma campaña indicaron anomalías positivas en la salinidad, lo que sugiere un flujo de agua ecuatorial en dirección norte (Goericke, *et al.*, 2005). Es posible que éste flujo, al chocar contra la CC sea responsable de los giros y remolinos que se aprecian en la imagen.

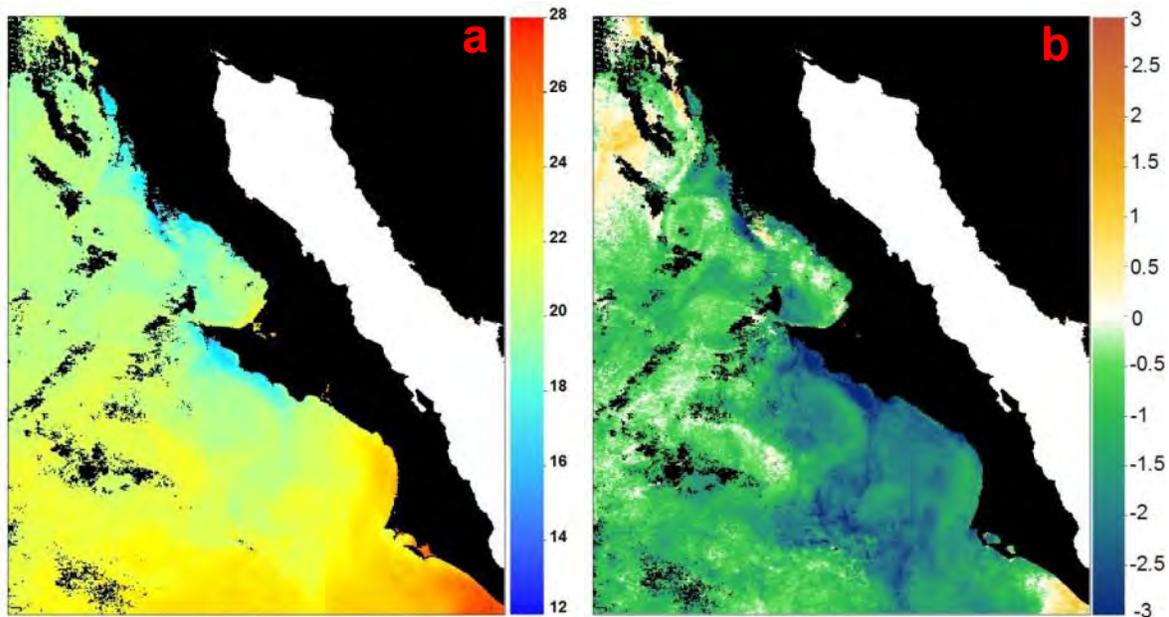


Figura 39. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de agosto de 2004.

9.5 Año 2005

El año 2005 se caracterizó por un patrón de temperatura heterogéneo a lo largo de toda la Corriente de California. Durante la primera mitad del año, se observó la presencia de anomalías positivas en la TSM sin embargo, éstas anomalías se debieron a escasos vientos y por consiguiente poca mezcla en las capas superficiales más que a un calentamiento de la CC o a un aumento en la profundidad de la termoclina (Peterson, *et al.*, 2006). En lo que se refiere particularmente al área de estudio, las anomalías positivas se extendieron hasta el mes de junio (Fig.40) cuando a pesar de prevalecer una anomalía positiva en el dominio oceánico al norte de punta Eugenia, se pudo apreciar un ligero enfriamiento a lo largo de la costa, indicando el inicio de un periodo de fuertes surgencias el cual se extendió hasta inicios de 2006 y causando un rápido decremento en la TSM.

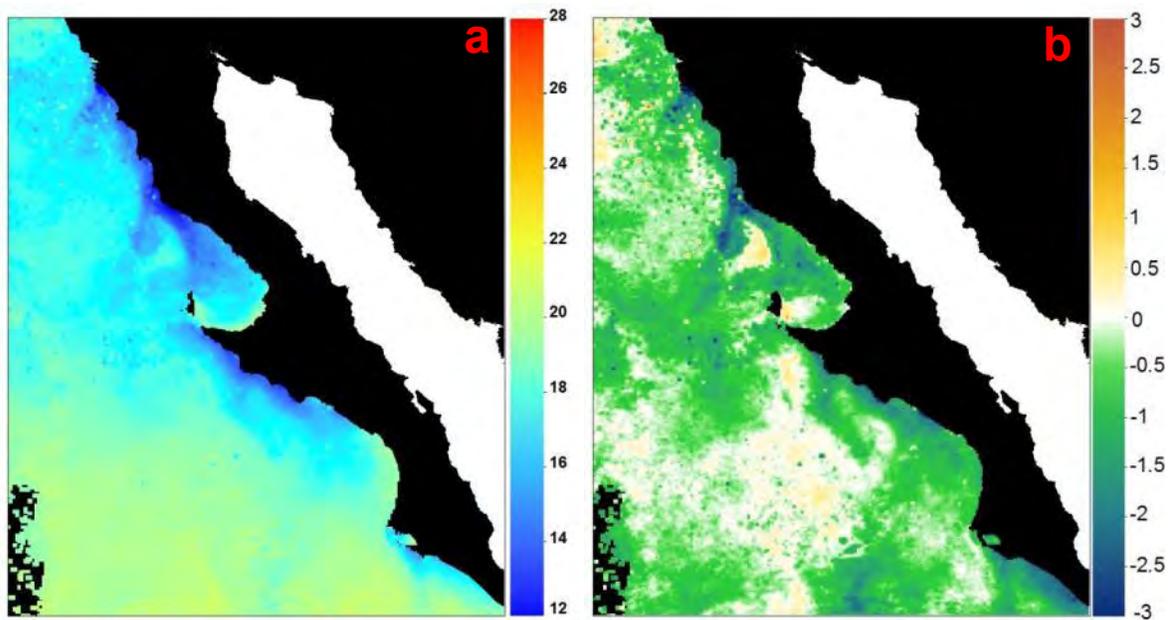


Figura 40. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de junio de 2005.

9.6 Año 2006

Como se mencionó anteriormente, el periodo de enfriamiento iniciado a mediados de 2005 se extendió hasta inicios de 2006. A pesar de que el PDO indicó en ésta época una anomalía positiva, el área de estudio mostró anomalías negativas siguiendo una tendencia similar al MEI, indicando un evento moderado de La Niña. Las temperaturas mínimas de éste periodo se presentaron en el mes de marzo de 2006 (Fig. 41) cuando se observaron anomalías de hasta -2.5°C , sin embargo, dichos valores se restringieron a la zona sur del área de estudio, mientras que en el resto de la zona se detectaron ATSM ligeramente negativas pero tendientes a la neutralidad.

A partir de marzo, las anomalías negativas disminuyeron gradualmente de manera que los meses de abril, mayo y junio presentaron valores próximos a la media estacional. Esto cambió para el mes de julio de 2006, con el inicio de un periodo de El Niño, así como con la aparición de un giro ciclónico frente a punta Eugenia detectado durante la campaña oceanográfica IMECOCAL 0607. En la figura 42, particularmente en la imagen de ATSM, se puede observar dicho giro, el cual se

caracterizó por tener un núcleo de alta TSM, baja salinidad y que tuvo como consecuencia una disminución del flujo hacia el sur de la CC (Goericke, *et al.*, 2007). En la misma figura se nota la presencia de anomalías positivas en la mayor parte la zona norte del área de estudio mientras que el dominio costero al sur de punta Eugenia presentó anomalías negativas.

En cuanto al periodo de El Niño de 2006, éste resultó de gran magnitud en la escala de comparación del MEI (Wolter & M.S. Timlin, 1993) y tuvo su punto máximo en el mes de noviembre, causando anomalías positivas de hasta +3°C en la zona de estudio (Fig. 43). A diferencia de lo observado durante El Niño de junio de 2001 (Fig.34), que fue de menor magnitud a escala global, pero cuya respuesta en la zona resultó más marcada; en 2006, las anomalías positivas se detectaron dentro de casi toda la zona de estudio, siendo más evidentes en el dominio costero y de transición de la región sur. Éste patrón sugiere un incremento del flujo hacia el sur de agua ecuatorial, hecho que se confirma con los datos de temperatura y salinidad recolectados por el crucero IMECOCAL 0701 los cuales mostraron un marcado gradiente hacia el oeste y noroeste de punta Eugenia indicando un periodo (previo a la realización del crucero) de transporte hacia el sur de agua cálida y de alta salinidad (Goericke, *et al.*, 2007). A partir de diciembre de 2006 la ATSM comenzó a disminuir acoplándose a los valores reportados por el MEI.

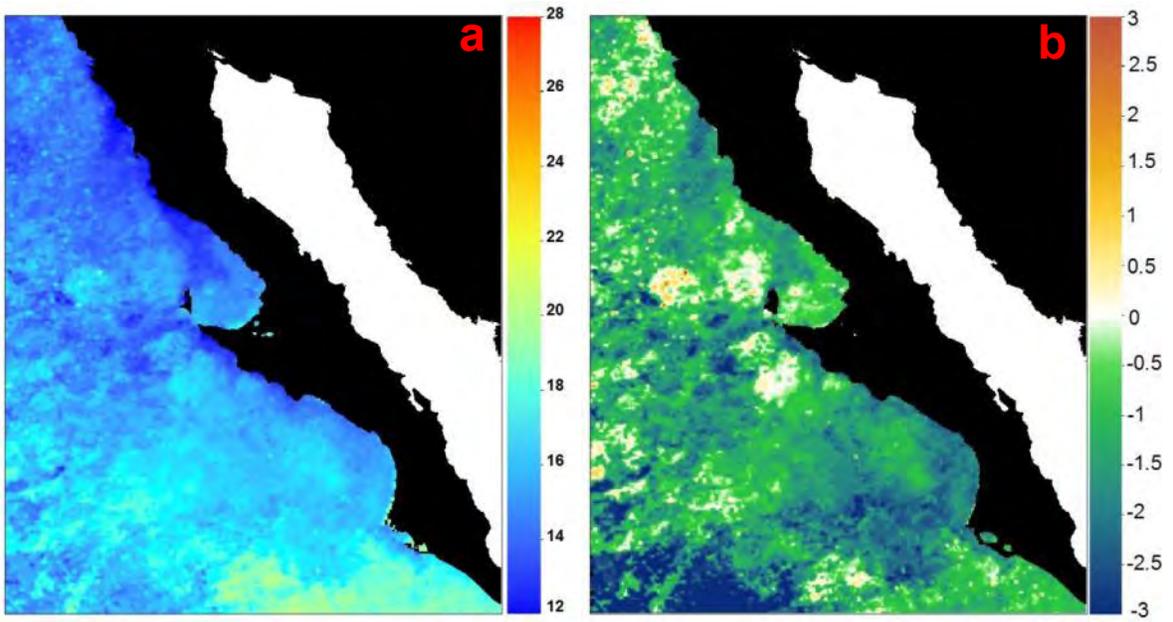


Figura 41. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de marzo de 2006.

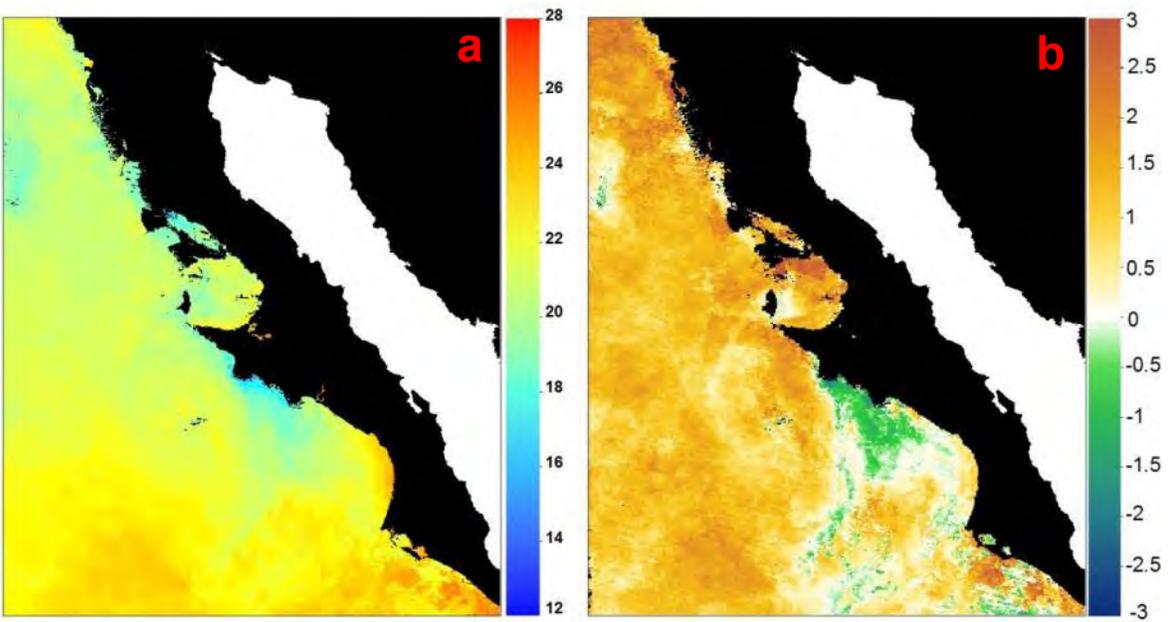


Figura 42. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de julio de 2006.

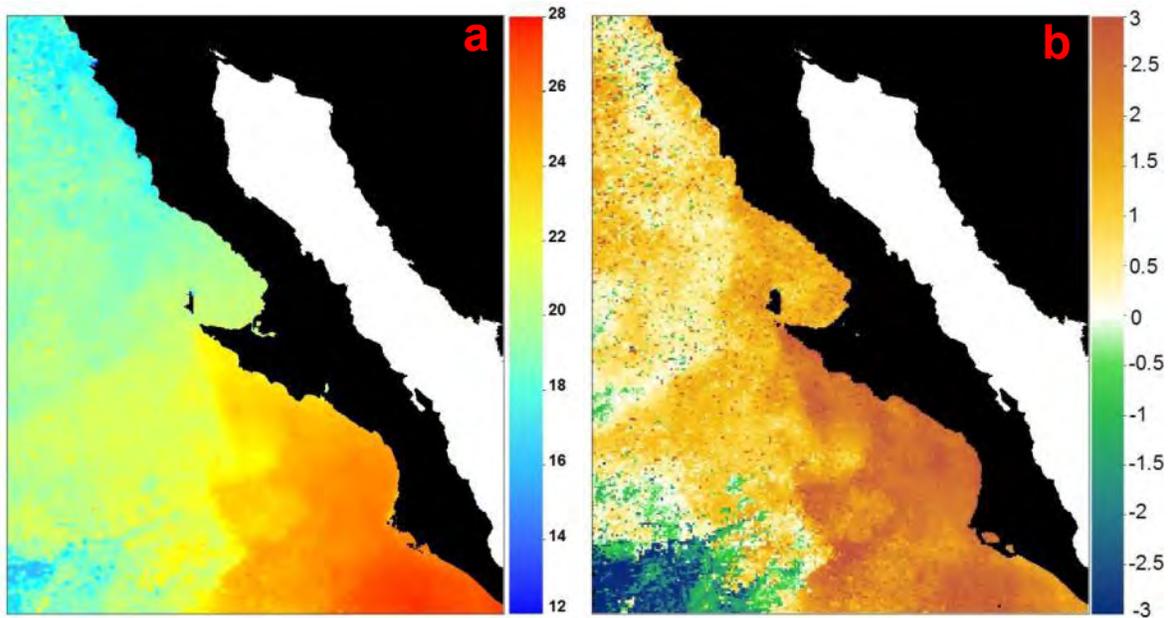


Figura 43. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de noviembre de 2006.

9.7 Año 2007

Como se mencionó anteriormente, el fuerte evento del niño reportado por el MEI se disipó rápidamente entre finales de 2006 e inicios de 2007. Durante el mes de enero de éste último año (Fig. 44) se pudo observar un marcado descenso de la ATSM a lo largo de la zona norte donde se encontraron valores cercanos a la media estacional. En contraste, al sur de punta Eugenia se enfrió más lentamente de manera que en la primera parte de 2007 predominaron anomalías positivas en dicha zona.

Durante la campaña IMECOCAL 0701, la región norte mostró un flujo hacia la costa y ligeramente hacia el sur, precisamente en donde se detectaron anomalías negativas (Fig.44), en cambio, desde el límite sur del área de estudio y hasta el norte de punta Eugenia, se presentaron anomalías positivas en la temperatura acompañadas de un marcado gradiente en la salinidad (Fig. 45) lo que sugiere una advección hacia el norte de agua cálida y con alta salinidad previo a la realización de la campaña oceanográfica (Goericke, *et al.*, 2007) .

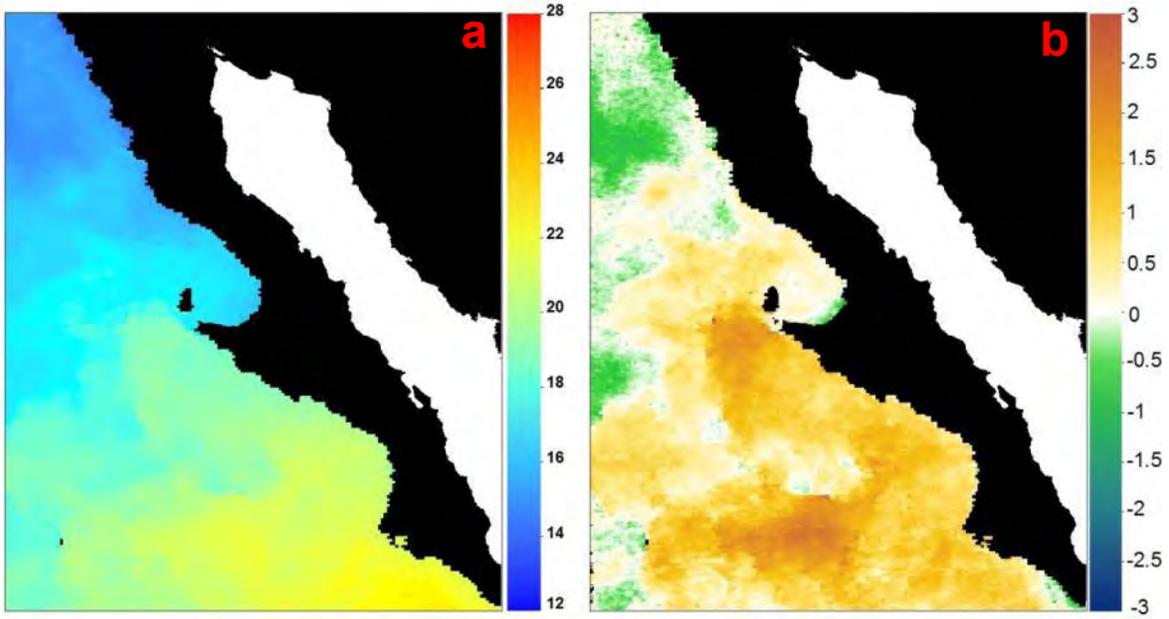


Figura 44. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de enero de 2007.

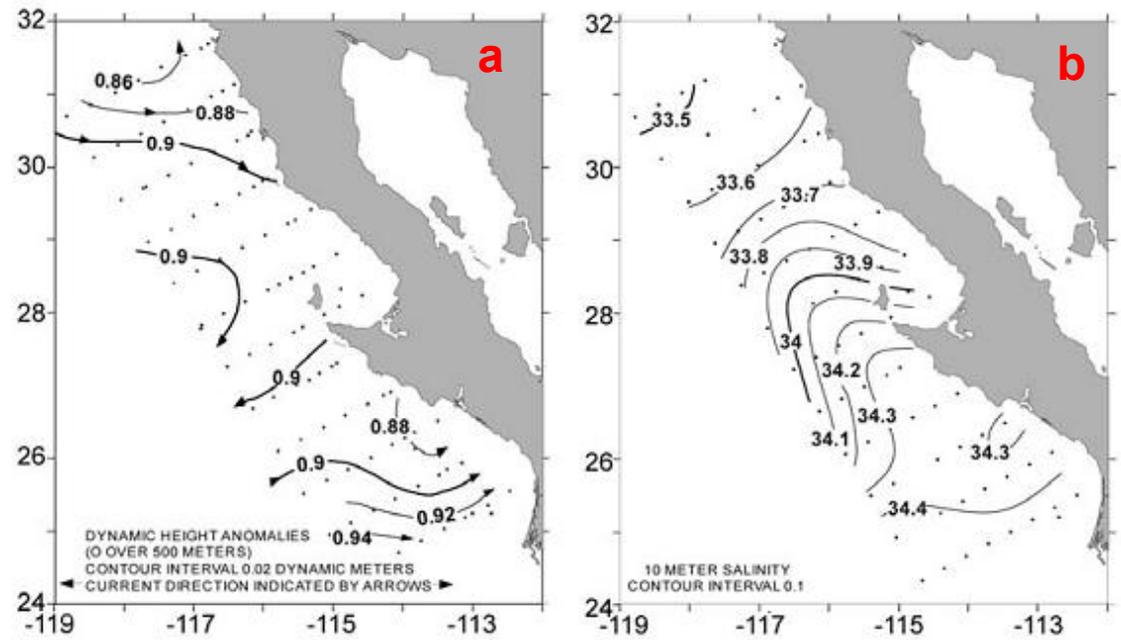


Figura 45. Patron espacial del flujo geostrofico superficial estimado a partir de la altura dinamica del mar (a) y patron espacial de la salinidad a 10m (b) correspondientes al mes de enero de 2007, tomada de Georicke, *et al.* (2007).

Posteriormente y durante casi toda la primera mitad del 2007, la temperatura promedio en el área de estudio se mantuvo con valores cercanos a las medias estacionales, presentándose pequeñas anomalías de no más de 0.5°C.

Como se puede observar en las figuras 14 y 15, el mes de septiembre de 2007 dio inicio a un periodo de anomalía negativa reportado tanto en el índice PDO como en el MEI. Como respuesta a éste evento, el área de estudio presentó en el mes de octubre de 2007 (Fig. 46) una anomalía negativa de gran magnitud caracterizada por valores de hasta -3°C dentro del dominio costero y de transición al sur de punta Eugenia, en cambio, la zona norte mantuvo valores cercanos a la media estacional. Lo anterior sugiere que el enfriamiento del área de estudio se debió a la presencia aguas anormalmente frías en latitudes más ecuatoriales y no a un aumento en el flujo de agua sub-ártica como lo ocurrido en 2002.

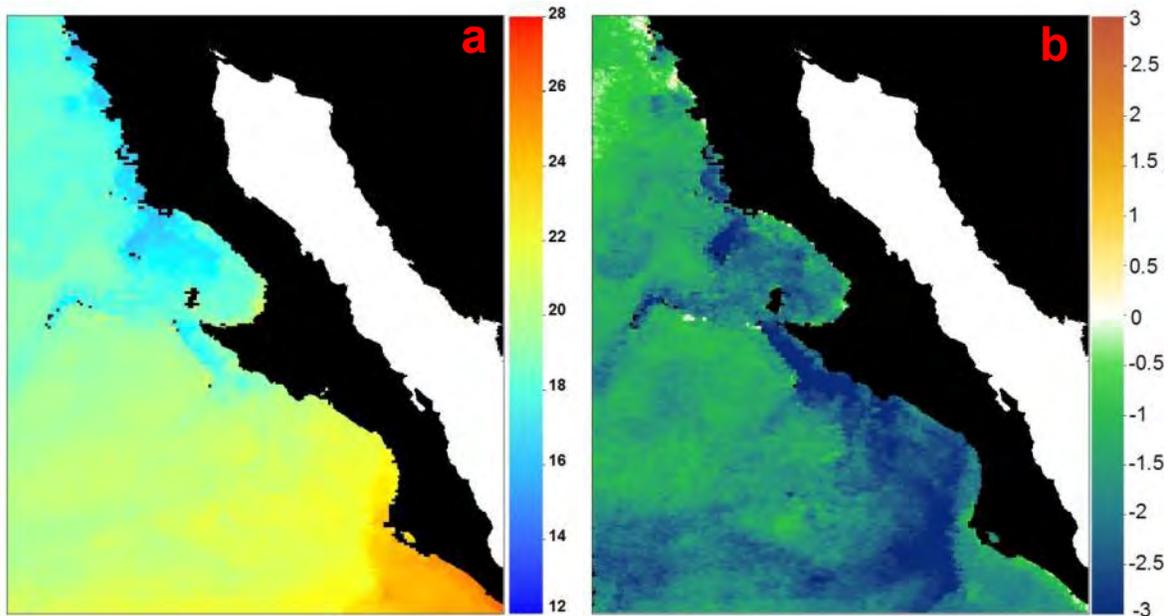


Figura 46. TSM °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2007.

9.8 Año 2008

Siguiendo la tendencia observada desde mediados del año anterior, los índices PDO y MEI indicaron valores negativos durante la primera mitad del año. De manera similar, la TSM en enero de 2008 presentó anomalías negativas,

distribuidas a lo largo de toda el área de estudio, siendo éstas más notables en la zona sur (Fig.47).

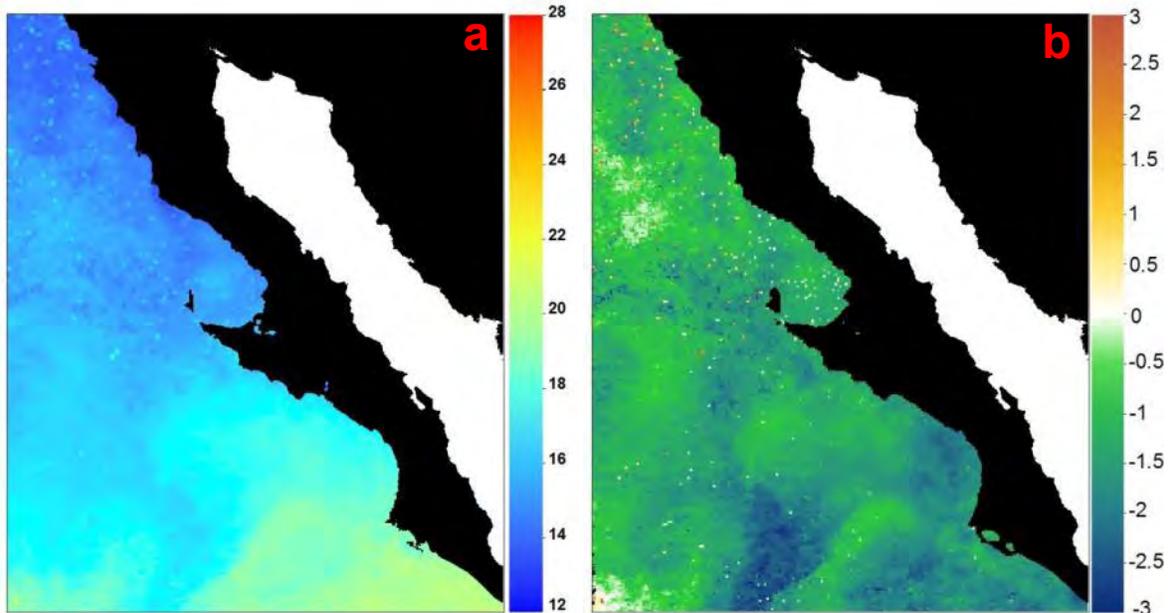


Figura 47. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de enero de 2008.

Durante la segunda mitad del año, aunque el MEI se mantuvo en valores entre 0.1 y -0.76, el PDO indicó un periodo frío con anomalías de hasta -1.7 Sin embargo, en éste periodo la TSM en el área de estudio presentó temperaturas superiores a la media estacional. Éste evento cálido inició en agosto con la aparición de anomalías positivas en la zona norte, así como en los dominios costero y oceánico al sur de punta Eugenia (Fig.48) mientras que en el dominio de transición de la zona sur, se observó una zona de anomalías negativas que podrían relacionarse con la presencia de dos giros (Fig.49) observados entre mediados de julio y principios de agosto, durante la campaña IMECOCAL0807 (Miranda-Bojórquez, *et al.*, 2009a).

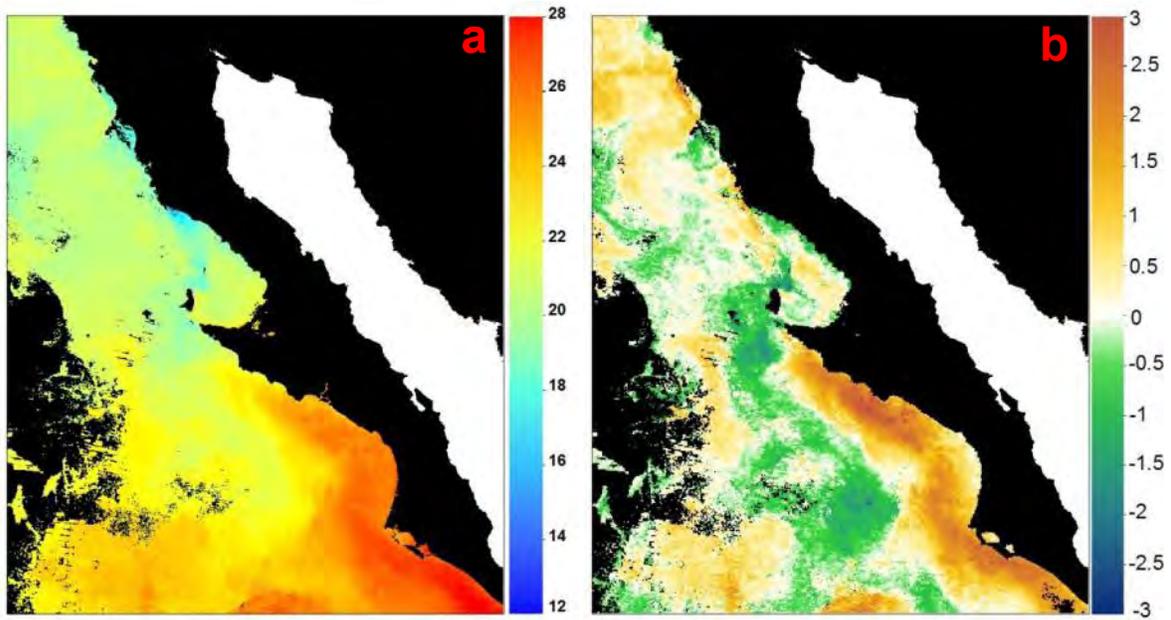


Figura 48. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de agosto de 2008.

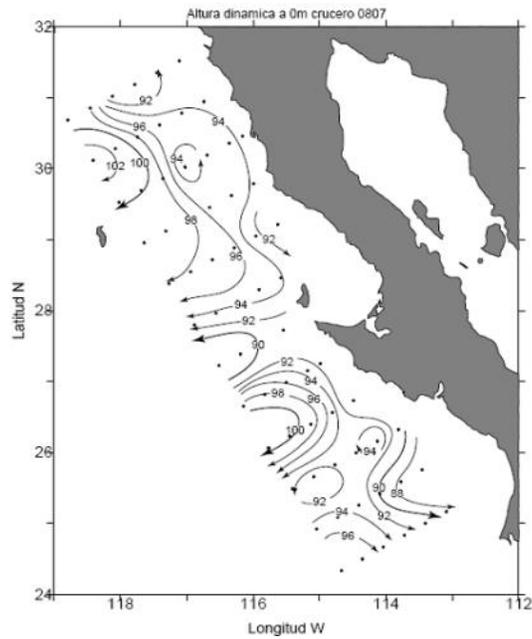


Figura 49. Altura dinámica (centímetros dinámicos) presentada en el crucero 0807 calculada a 0 m, referenciada a 500 m. Las flechas indican la dirección aproximada de las corrientes. Tomada de Miranda-Bojórquez et al (2009a)

El régimen de corrientes antes mencionado, al parecer, disminuyó el flujo hacia el sur permitiendo un avance progresivo de agua cálida, causando en septiembre y octubre un aumento en magnitud y cobertura de la anomalía positiva que llegó a abarcar la mayor parte del área de estudio, alcanzando valores de hasta +3°C (Fig.50) y constituyendo la segunda mayor anomalía positiva en el periodo de estudio, solo por debajo de la encontrada durante junio de 2001.

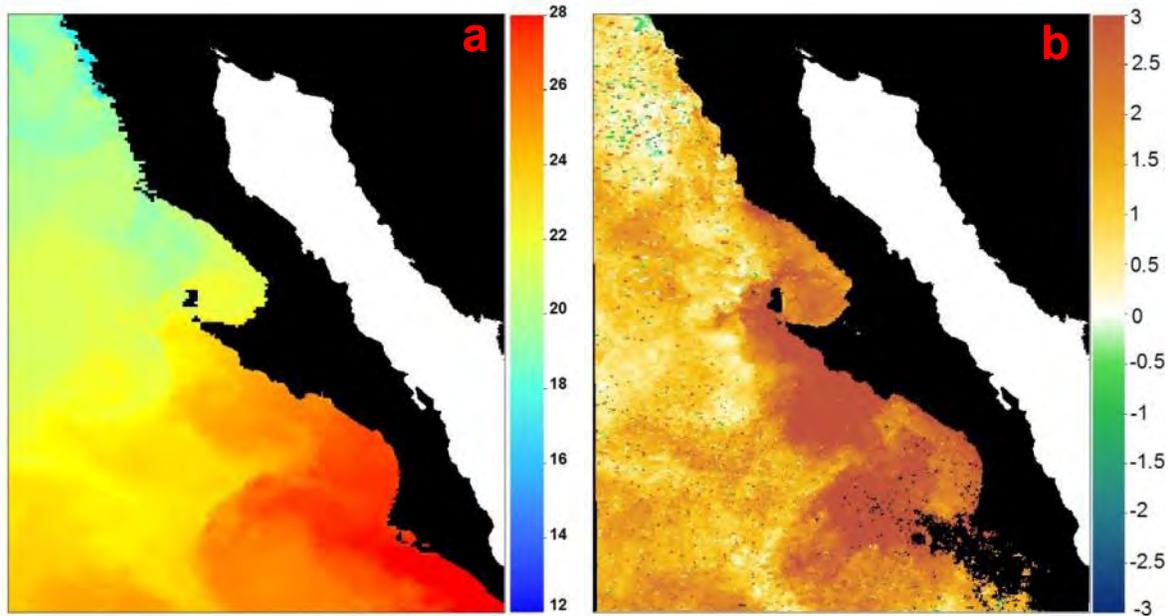


Figura 50. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2008.

Los datos de altura dinámica del mar, obtenidos en octubre de éste año durante el crucero IMECOCAL0810, indicaron un flujo en dirección sur a lo largo de zona de estudio (Miranda-Bojórquez, *et al.*, 2009b), a pesar de lo cual, la TSM continuó presentando valores superiores a la media estacional durante los meses de noviembre y diciembre aunque con una tendencia hacia el enfriamiento de manera que el año 2009 comenzó con una temperatura promedio muy próxima a la media estacional.

9.9 Año 2009

De manera similar a lo ocurrido el año anterior, éste año inicio con temperaturas próximas a la normalidad, a pesar de que el índice PDO permaneció en valores negativos siguiendo la tendencia que había mostrado desde 2007 y de que el MEI mostró un evento de la Niña. Durante la primera mitad del año la TSM en la zona mantuvo una tendencia al enfriamiento alcanzando la mayor anomalía negativa del año en el mes de mayo (Fig. 51). Dicha anomalía estuvo caracterizada por la aparición de una zona fría en el dominio de transición, principalmente frente a punta Eugenia. De acuerdo con reportes del proyecto CalCOFI, el evento frio se observó también más al norte, en las costas de California (Bjorkstedt, *et al.*, 2010).

Llama la atención que el dominio oceánico mostró en éste periodo un fenómeno opuesto, con anomalías positivas de hasta +2°C que podrían relacionarse con un aumento en el flujo de agua proveniente de latitudes ecuatoriales (Bjorkstedt, *et al.*, 2010) que marcaron el inicio de un periodo cálido según lo reportan los índices PDO y MEI. A partir de entonces, se observó un calentamiento gradual que afectó a toda la zona de estudio con un patrón de distribución muy similar al observado durante agosto del año anterior, pero con anomalías negativas de menor magnitud en el dominio de transición frente a punta Eugenia (Fig.52), al igual que el enfriamiento detectado en mayo, éste periodo cálido afectó zonas más al norte donde se presentaron máximos en la ATSM durante el mes de julio (Bjorkstedt, *et al.*, 2010) mientras que en la máxima anomalía en el área de estudio se presentó en septiembre (Fig. 53) probablemente relacionándose con la aparición de un patrón de giros complejos que transportaron agua de alta salinidad y temperatura proveniente de zonas tropicales (Bjorkstedt, *et al.*, 2010).

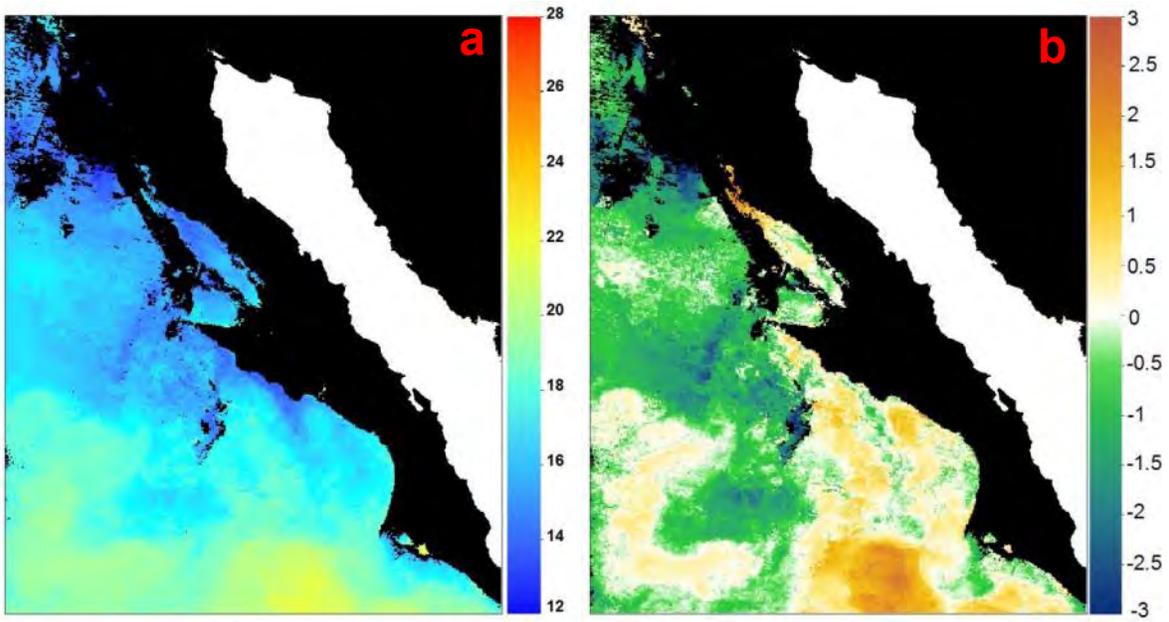


Figura 51. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de mayo de 2009.

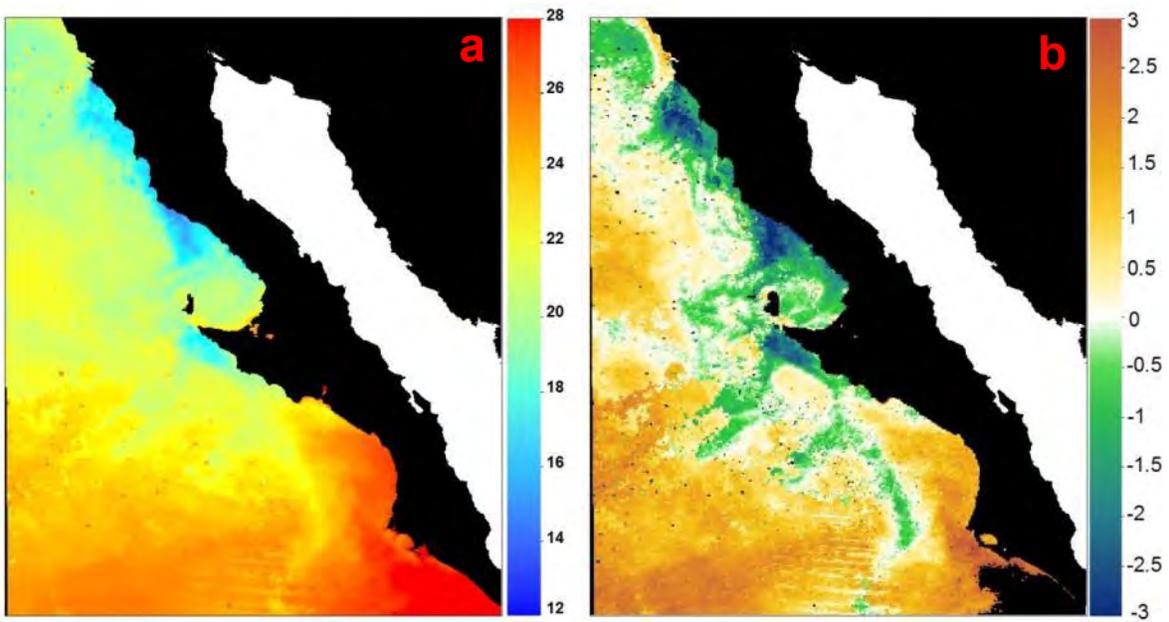


Figura 52. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de agosto de 2009.

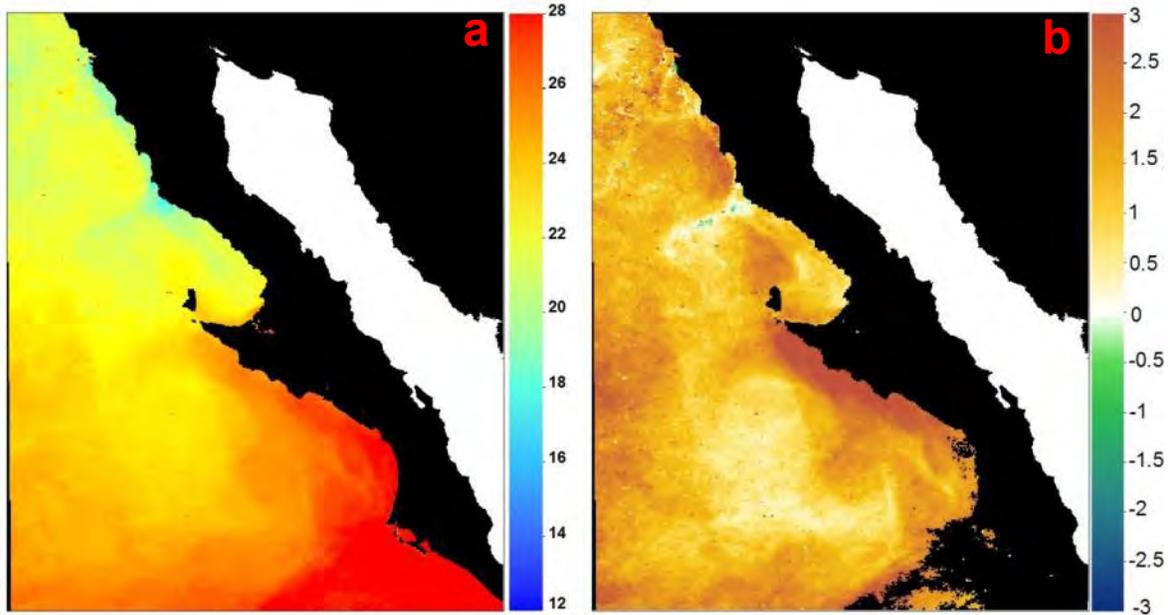


Figura 53. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de septiembre de 2009.

9.10 Año 2010

El inicio 2010 se caracterizó por la presencia de anomalías positivas, consecuencia del evento de El Niño que inició a mediados del año anterior y se prolongó hasta marzo de 2010 (Fig. 54). Se observó un patrón homogéneo de anomalías positivas a lo largo de la mayor parte del área de estudio, sin embargo, al comparar éste mes con septiembre de 2009 se puede observar la disminución de las anomalías, iniciándose la disipación Niño e iniciando una transición hacia condiciones frías. Dicho enfriamiento fue el más rápido y de mayor magnitud que se haya observado en el periodo de estudio, pasando de una anomalía ligeramente positiva en abril (+0.5°C) a una anomalía negativa de -2.37 °C en octubre (Fig. 55). Ésta anomalía fue más intensa dentro del dominio costero y de transición al sur de punta Eugenia en donde se presentaron valores hasta 3 °C por debajo de la media estacional, acompañados de anomalías negativas en la salinidad de escala incluso mayor a las encontradas durante la intrusión de agua sub-ártica de 2002-2003 (Gómez-Valdés & Jerónimo, 2009, Bjorkstedt, *et al.*, 2011). Éste fenómeno se extendió hacia el norte, afectando la región central de la CC y

teniendo como consecuencia el enfriamiento de la capa de mezcla que mostró condiciones típicas de eventos de La Niña (Bjorkstedt, *et al.*, 2011).

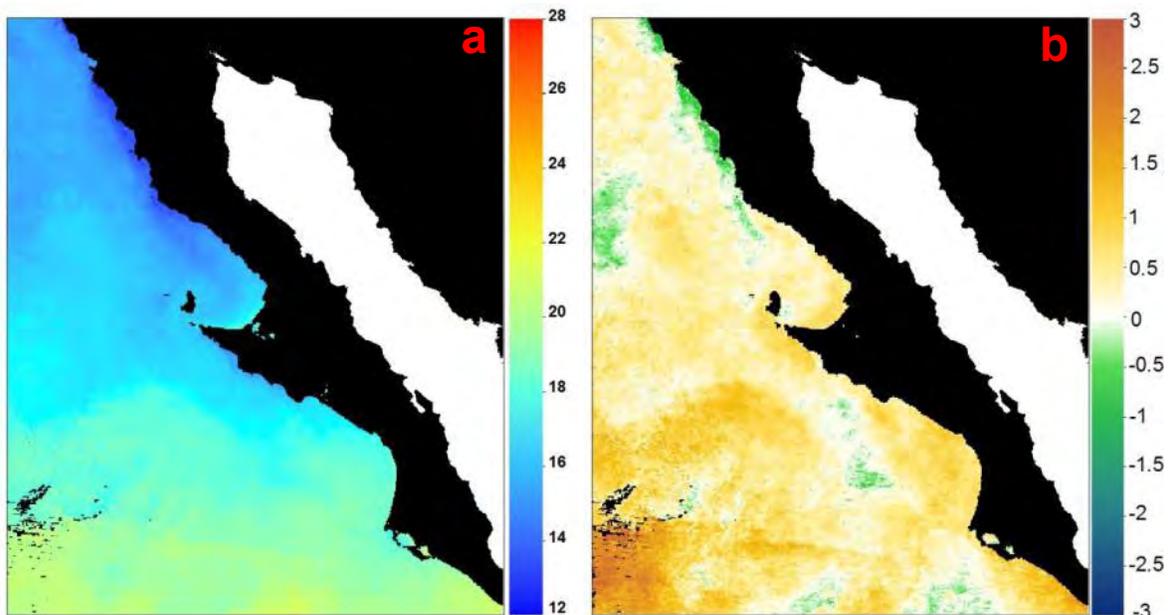


Figura 54. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de marzo de 2010.

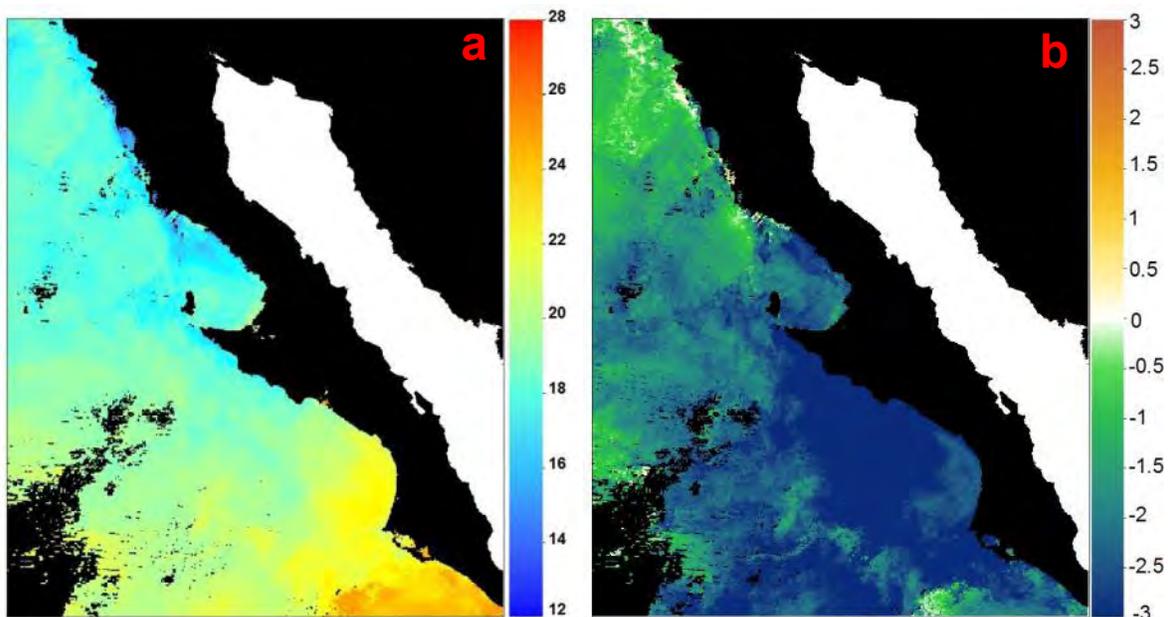


Figura 55. TSM en °C (a) y ATSM (b) correspondientes al mes de octubre de 2010.

10 Correlación entre las anomalías de la temperatura superficial del mar y del zooplancton

El análisis de correlación entre la ATSM promedio y la ABZ promedio arrojó un coeficiente de correlación (r) igual a -0.1793 , el cual no resultó estadísticamente significativo ($p=0.27$). Esto indica que, al menos al nivel general, no existe una relación directa entre la ATSM y la biomasa de zooplancton o bien, la relación está enmascarada por otros fenómenos.

Una comparación entre los promedios zonales de la ABZ y la ATSM (Fig. 56) mostró, en primer lugar, un periodo entre 2000 y mediados de 2003 que se caracterizó por la presencia de anomalías negativas exceptuando julio de 2002 donde se detectó una alta biomasa en la mayoría de las estaciones oceánicas. Los muestreos siguientes mostraron nuevamente una tendencia negativa; durante octubre 2002 y febrero de 2003 se obtuvieron biomásas sumamente bajas principalmente en la zona norte. A partir del otoño de 2003 se observó una tendencia ascendente en la ABZ de modo que el periodo de 2005 a 2010 fue claramente dominado por anomalías positivas. Dicha tendencia se confirmó mediante el ajuste lineal de los datos mostrado en la gráfica como una línea punteada.

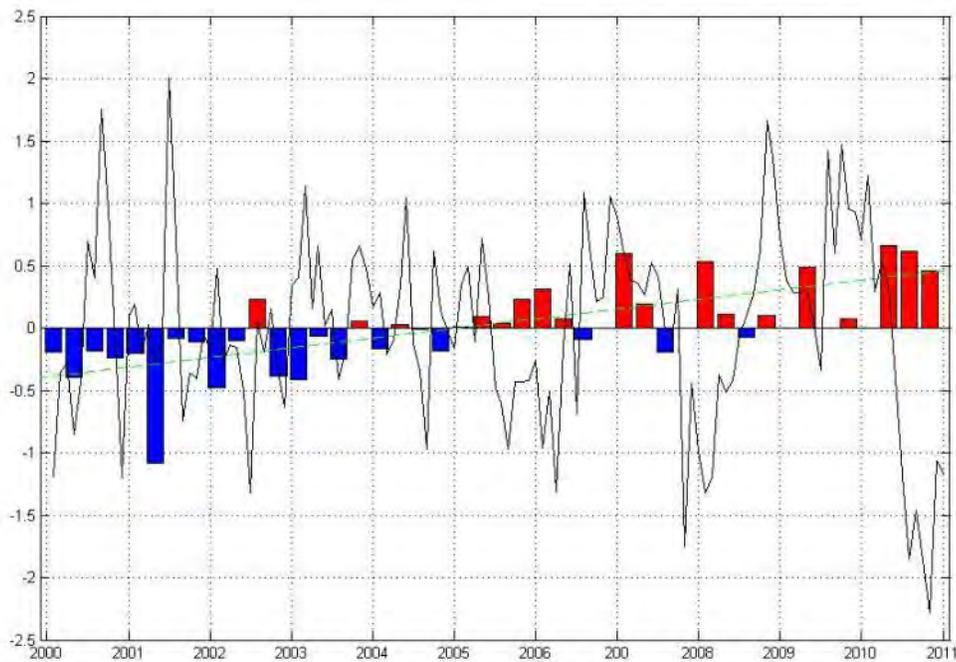


Figura 56. ABZ (barras) y ATSM (línea continua) del área de estudio durante el periodo 2000-2010. La línea punteada indica la tendencia lineal de la ABZ.

Además del análisis antes discutido, se obtuvo la ABZ para cada uno de los puntos de la red IMECOCAL comprendidos en la zona de estudio y, se calcularon los respectivos coeficientes de correlación entre la ATSM y la ABZ además de la correlación cruzada para los retrasos de -1 y +1 mes. De modo similar a lo observado durante el análisis anterior, la correlación por puntos no resultó estadísticamente significativa para la mayoría de los casos. Sin embargo, se detectaron correlaciones significativas en algunos puntos, destacándose la estación 130.40 donde a pesar de la baja cantidad de muestras, se encontraron correlaciones significativas ($p < 0.05$) para los retrasos 0 y +1 mes ($r = -0.679$ y -0.477 respectivamente). En la gráfica correspondiente (Fig.57) podemos observar en primer lugar, la presencia de anomalías negativas durante la intrusión de agua subártica que tuvo lugar en el año 2002. Posteriormente, se observó otra anomalía negativa en enero de 2004 coincidente con un periodo El Niño durante el cual la mayor parte de la zona presentó anomalías positivas en la TSM. El caso opuesto se presentó de finales de 2005 y principios de 2006 cuando se detectaron valores

positivos en la ABZ mientras que la ATSM y el MEI indicaron la presencia de un periodo de La Niña. Respecto a la anomalía negativa en la biomasa de zooplancton detectada en la estación 130.40 durante julio de 2008, destaca el hecho de que antecediera la presencia valores sumamente altos en la ATSM mismos que se dieron a pesar de la presencia de un periodo de La Niña. Finalmente, los datos de mediados de 2010 reflejan una anomalía positiva en el zooplancton inversamente relacionada con el periodo de ATSM negativa producto del evento de La Niña de que tuvo lugar en dicho año.

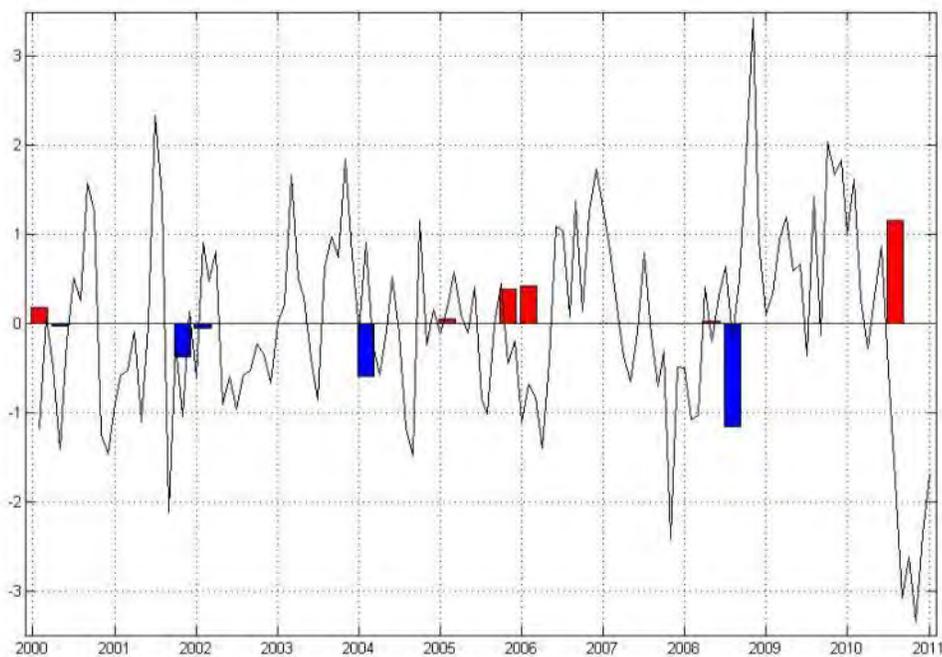


Figura 57. ABZ (barras) y ATSM (línea) en la estación 130.40 durante el periodo 2000-2010

10.1 Correlación entre la abundancia de copépodos y la TSM

El análisis de correlación entre las anomalías de temperatura considerando las estaciones nocturnas de toda el área de estudio con las anomalías de abundancia de copépodos (AAC) indicó una correlación negativa de -0.18 que al igual que en el caso de la ABZ resultó no significativa ($p=0.268$). Al igual que en el caso de la ABZ, el periodo entre 2000 y 2003 destacó por la presencia una tendencia negativa en la AAC (Fig. 58). Sin embargo, en éste caso se presentaron dos excepciones importantes: En primer lugar la anomalía positiva de abundancia de

copépodos durante enero de 2001, que contrasta con la biomasa total la cual presento valor negativo; y en segundo, la aparición de una anomalía positiva muy alta en abril de 2002, periodo durante el cual la biomasa total presentó una anomalía ligeramente negativa.

De modo similar a lo observado durante el análisis de la biomasa zooplanctónica, la anomalía de la abundancia de copépodos (AAC) presentó una tendencia positiva durante el periodo de estudio de modo que el periodo posterior a la segunda mitad de 2004 fue dominado por anomalías positivas.

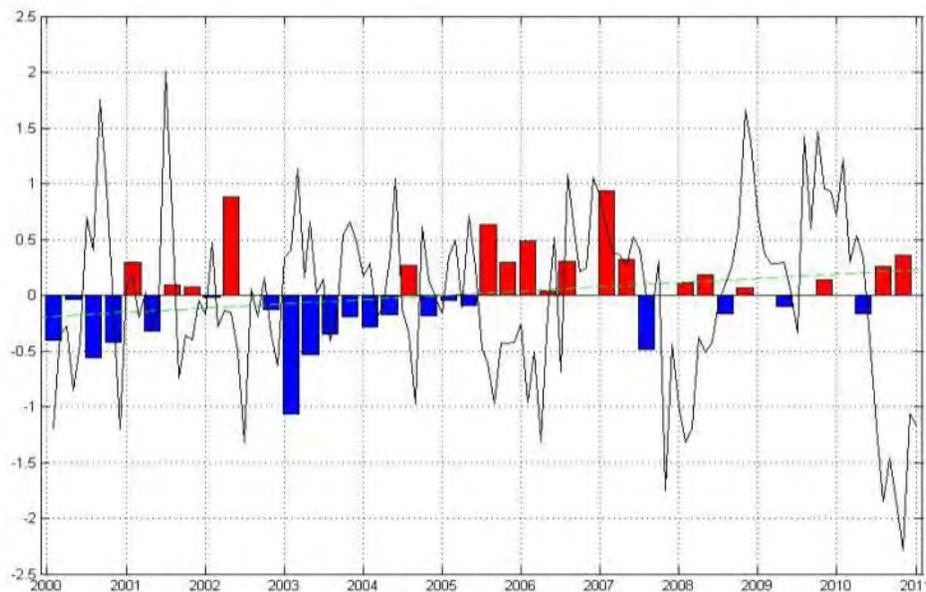


Figura 58. Anomalía de la abundancia de copépodos (barras) y ATSM (línea) del área de estudio durante el periodo 2000-2010. La línea punteada indica la tendencia lineal de la ABZ.

Contrario a lo observado en la región norte de la CC por Keister (2008), quien reportó una relación inversa entre la abundancia de copépodos y la TSM, la correlación entre la abundancia de copépodos y la TSM resultó no significativa para la mayoría de las estaciones analizadas. En cuanto a las estaciones que presentaron correlaciones significativas para alguno de los retrasos, destacó la 123.50 ya que presentó correlaciones significativas para la ABZ en el retraso 0 y para la AAC en los retrasos 0 y -1 con coeficientes de -0.41, -0.781 y -0.782 respectivamente. Sin embargo, cabe mencionar que dicha estación cuenta con un número de muestras muy bajo como para que el análisis sea determinante, a

pesar de lo cual, en la figura 59 se puede apreciar que durante la intrusión de agua sub-ártica ocurrida en 2002, la AAC mostró un aumento en éste punto, comportándose de modo opuesto a lo observado en la ATSM. Un caso similar se observa durante abril de 2003 cuando la AAC alcanzó su valor más bajo (para ésta estación) mientras que la ATSM se mantuvo en valores positivos, posteriores a la presencia de un periodo de El Niño. De manera congruente con lo mostrado por la ABZ, en éste punto se apreció un aumento en la AAC durante el evento de la Niña de 2010.

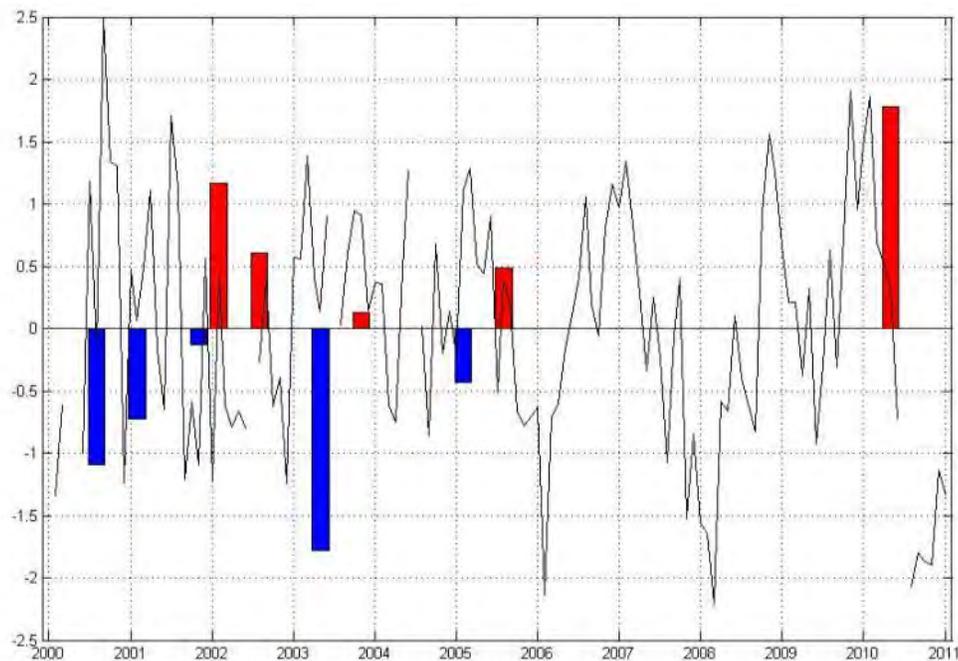


Figura 59. Anomalía de la abundancia de copépodos (barras) y ATSM (línea) en la estación 123.50 en el periodo 2000-2010.

10.2 Correlación entre la abundancia de Eufáusidos y la TSM

Mediante el procedimiento antes descrito se calculó la anomalía en la abundancia de Eufáusidos (AAE). Con los datos obtenidos se procedió al análisis de correlación entre ésta anomalía y la ATSM. A pesar de que el valor de $r = -0.15$ sugirió una relación inversa entre las variables analizadas, al igual que en los dos casos anteriores, ésta correlación no resultó estadísticamente significativa ($p=0.425$).

De modo similar a lo encontrado en los análisis anteriores, la anomalía en la abundancia de Eufáusidos presentó una clara tendencia positiva, durante el periodo 2000-2010, aunque la pendiente fue un poco menor. A diferencia de lo encontrado anteriormente, el periodo antes de 2004 presentó anomalías positivas durante la mayor parte de 2001 y una serie de alternancias entre anomalías positivas y negativas durante 2002.

La comparación entre la AAE y la ATSM (Fig.60) indica algunos periodos específicos durante los cuales la AAE presentó algunas cuestiones dignas de ser mencionadas. En primer lugar, se puede ver un claro descenso en la abundancia durante julio de 2002 evidenciando, una vez más, que la intrusión de agua subártica causó un impacto perceptible en el volumen y la composición del zooplancton. Por otra parte, se aprecia una relación aparentemente inversa entre la AAE y la ATSM durante el periodo de la Niña de 2005-2006. Sin embargo, el posterior evento de El Niño (2006-2007) no mostró un efecto tan directo, y en cambio se observó una alternancia entre anomalías positivas y negativas en la abundancia de Eufáusidos. A partir de la segunda mitad de 2008 la ATSM presentó valores positivos a pesar de la presencia de una Niña de mediana magnitud. Los datos disponibles indican que en éste periodo la AAE mostró valores negativos, mismos que persistieron hasta mediados de 2010. Al igual que en los casos anteriores, al entrar en el periodo de La Niña que inició en 2010 se apreciaron valores positivos en la AAC.

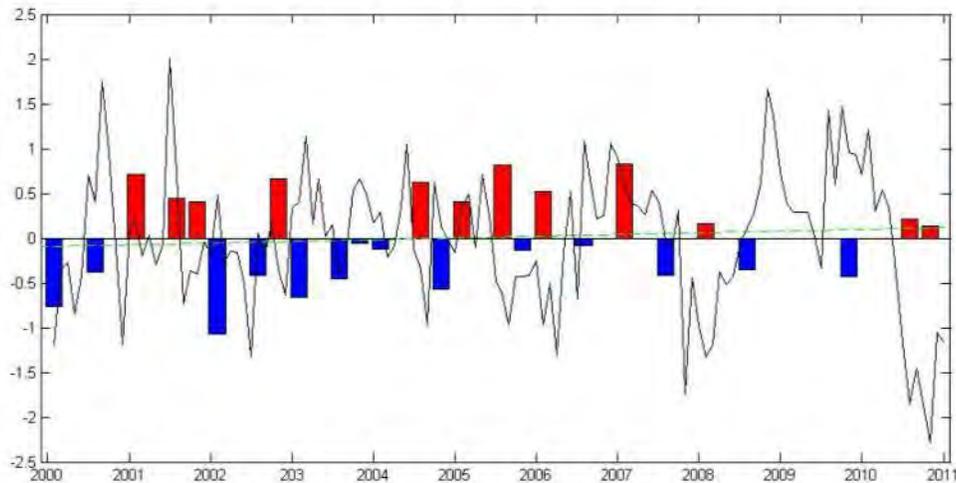


Figura 60. Anomalía de la abundancia de Eufáusidos (barras) y ATSM (línea continua) del área de estudio durante el periodo 2000-2010. La línea punteada indica la tendencia lineal de la ABZ.

En cuanto al análisis por estaciones oceanográficas, una vez más fueron muy pocos los puntos donde la correlación resultó estadísticamente significativa. Se seleccionó la estación 100.35 por haber presentado correlaciones significativas para los retrasos 0 y -1 además de contar con un número relativamente grande (23) de muestras analizadas. En la figura 61 se observa la anomalía positiva de la AAE a finales de 2003, cuando la ATSM se mantuvo dentro de valores negativos. En cambio, a lo largo del periodo 2003-2004, cuando se presentaron ATSM positivas relacionadas con diversos eventos de El Niño, la AAE se caracterizó por presentar valores negativos. Al igual que en los casos anteriores, se aprecia claramente la relación inversa entre la ATSM y la AAE hacia el final del periodo de estudio cuando la AAE presentó anomalías positivas y la ATSM indicó periodos fríos.

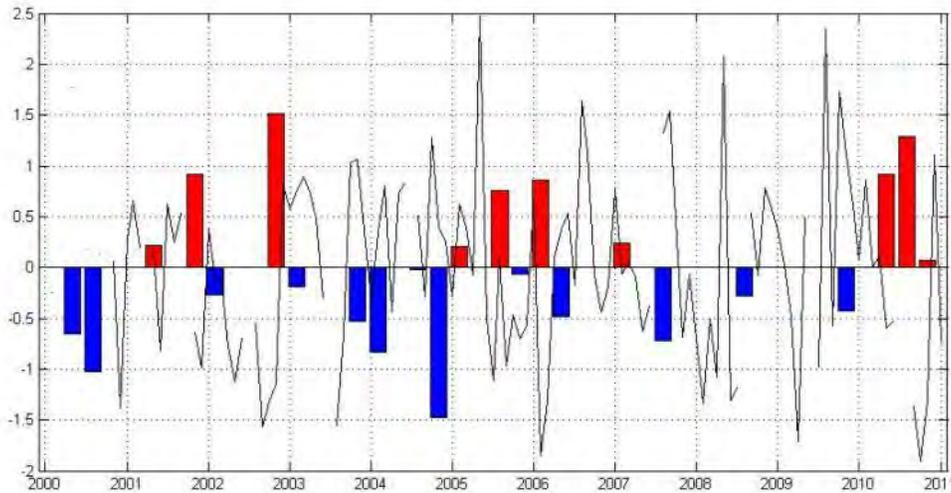


Figura 61. Anomalía de la abundancia de Eufáusidos (barras) y ATSM (línea) en la estación 100.35 durante el periodo 2000-2010.

11 Síntesis y conclusiones generales.

Se analizaron las variaciones espaciotemporales de la temperatura superficial del mar (TSM) en la región sur de la Corriente de California empleando 11 años de datos mensuales obtenidos a partir de los sensores AVHRR y MODIS, con una resolución aproximada de 1km por pixel. A partir de los resultados obtenidos, se llegó a las siguientes conclusiones:

11.1 Comparación AVHRR-MODIS

Se llevó a cabo una comparación entre los datos de TSM obtenidos a partir de los sensores AVHRR y MODIS. Los resultados obtenidos indican que existe un alto grado de similitud entre las temperaturas reportadas por ambos sensores al obtenerse un error absoluto promedio de 0.4 °C, lo cual resulta menor que el error del sensor AVHRR. El análisis reveló también que existe una diferencia estadísticamente significativa entre las temperaturas reportadas en las áreas limítrofes de las zonas con cobertura de nubes, lo cual evidencia diferencias en la

precisión con la cual los dos sensores identifican dichas áreas, siendo más eficiente en éste aspecto el sistema empleado por el sensor MODIS por lo que se recomienda tomar con cautela los datos anormalmente altos que el sensor AVHRR reporta en la periferia de zonas con nubes. Por otra parte, se detectó una reducción significativa en el grado de comparación cuando la cantidad de pixeles comparados es menor al 80% por lo que este factor también debe ser considerado.

11.2 Campo medio anual, Ciclo estacional y Amplitud de la climatología

Mediante el cálculo del campo medio anual, se obtuvo un patrón dominado por un gradiente latitudinal similar a lo reportado anteriormente por diversos autores. También se confirmó la presencia de isotermas paralelas a la costa, producto de las surgencias.

Por su parte, el modelo empleado para el cálculo del ciclo estacional explicó entre un 50 y un 89% de la variabilidad de la TSM. Los valores más bajos en el coeficiente de determinación se obtuvieron en la zona costera de Baja California norte, región caracterizada por ocurrencia de surgencias costeras promovidas por el viento, lo que explicaría que la variación térmica de la superficie no corresponda con el ciclo observado en el resto del área de estudio. En cambio, en la porción sur de la península de Baja California, presentó los coeficientes más altos, evidencia de que en dicha zona los componentes anual y semianual son el factor que domina la variabilidad en la TSM.

En cuanto a la climatología mensual promedio, ésta se caracterizó por la presencia de temperaturas mínimas durante los meses de abril y máximas en septiembre, presentándose dos transiciones anuales que tienen su punto de inflexión en los meses de junio y diciembre.

La amplitud térmica en la mayor parte del área de estudio se encuentra entre los 4 y 5 °C con excepción de la zona costera al sur de punta Eugenia en donde la amplitud alcanza un valor máximo de 9.5°C.

11.3 Tendencia de la TSM

El análisis de tendencia reveló la presencia de dos patrones distintos. En primer lugar se aprecia una tendencia al calentamiento a lo largo de la mayor parte de las zonas costeras, mientras que la zona oceánica y de transición presentan una tendencia al enfriamiento. Dichos resultados confirman simultáneamente lo dicho por distintos autores quienes han obtenido resultados que al parecer eran contradictorios y pone en evidencia que las diferencias metodológicas así como la definición espacial de los datos juega un papel determinante en las tendencias obtenidas. Respecto a la hipótesis anteriormente propuesta por Bakun (1990), quien sugiere un incremento en la frecuencia e intensidad de las surgencias en la región costera al norte de punta Eugenia, las tendencias positivas encontradas en dicha zona podrían indicar que la posible intensificación de los vientos favorables que el autor menciona, no ha tenido el efecto esperado en la temperatura la cual en ésta zona muestra un calentamiento progresivo de la superficie marina.

11.4 Variabilidad no estacional de la TSM.

El análisis de correlación entre la TSM y los índices MEI y PDO indicó la presencia de una relación estadísticamente significativa entre la anomalía no estacional de la temperatura superficial del mar y los eventos de El Niño/La Niña y la oscilación decadal del Pacífico.

En cuanto a la correlación entre la ATSM y el MEI, ésta resultó positiva y estadísticamente significativa en la mayor parte del área de estudio, caso distinto a lo encontrado en el análisis entre la ATSM y el PDO donde la correlación solo resultó significativa en la región norte y costera sur del área de estudio.

11.5 Correlación entre la ATSM y el Zooplancton

Como se puede ver en los resultados presentados anteriormente, la biomasa de zooplancton, la abundancia de Copépodos y la abundancia de Eufáusidos a nivel de la zona de estudio, no presenta una relación constante ni estadísticamente significativa con la temperatura superficial del mar o su anomalía. A pesar de lo anterior, a nivel general se apreció una aparente conexión entre algunos de los eventos de mayor anomalía en la TSM y cambios en la abundancia y composición de la comunidad zooplanctónica por lo que resultaría interesante la realización de estudios más detallados en la materia.

Cabe resaltar que la obtención de correlaciones estadísticamente significativas en ciertas estaciones de muestreo podría indicar la existencia de una relación entre el zooplancton y la TSM misma que podría estar enmascarada por otros procesos, o bien, la correlación podría estar subestimada debido a la diferencia en las definiciones temporales empleadas (mensual vs. cuatrimestral). Es debido a dicha diferencia que el análisis aquí presentado solo ofrece una visión de baja resolución temporal que podría ayudar a comprender la correlación entre un fenómeno físico (TSM) y la subsecuente respuesta del zooplancton.

Por otro lado, el bajo número de muestras en los puntos de la red para los cuales se obtuvieron correlaciones estadísticamente significativas, pone en duda la validez de dicha correlación por lo que se requiere de estudios específicos en este campo para obtener una visión más clara de la posible correlación entre las variables analizadas.

12 Anexo I

Sensor empleado para la obtención de la TSM en cada mes del periodo de estudio. La letra “A” indica el uso de compuestos AVHRR mientras que la “M” se refiere a compuestos MODIS.

Año	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
2000	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
2001	A	A	A	A	A*	A*	A	A	A	A	A	A
2002	A	A	A	A	A	A	A	A	M	A	A	A
2003	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	M	A
2004	A	A	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
2005	A	A	A	A	A	A	A	A	A	M	M	A
2006	A	A	A	A	A	A	M	A	A	A	A	A
2007	A	A	A	A	A	A	A	A	A	M	A	A
2008	A	A	A	A	A	A	M	A	A	A	A	A
2009	A	A	A	M	M	A	A	A	A	A	A	A
2010	A	A	M	M	M	M	M	M	A	M	A	A

* Se empleó el compuesto AVHRR con resolución de 4 Km.

13 Anexo II

Número de estación, Índice de correlación, valor de p y número de muestras empleadas para el análisis de correlación entre la biomasa zooplanctónica y la ATSM.

Estación	correlación	p	# muestras
100.30	0.281	0.501	10
100.35	-0.415	0.049	24
100.40	0.012	0.951	32
100.45	-0.134	0.553	23
103.30	0.065	0.879	9
103.35	-0.276	0.268	19
103.40	0.146	0.476	27
103.45	-0.202	0.452	17
103.50	0.258	0.538	9
107.32	0.244	0.498	11
107.35	0.094	0.738	18
107.40	-0.146	0.516	22
107.45	-0.145	0.541	20
107.50	0.018	0.960	12
107.55	0.255	0.449	12

110.35	-0.138	0.611	19
110.40	0.086	0.753	18
110.45	0.088	0.747	17
110.50	0.038	0.884	18
110.55	-0.089	0.744	17
110.60	0.298	0.189	21
113.30	-0.635	0.036	11
113.35	0.104	0.760	11
113.40	0.187	0.471	17
113.45	0.101	0.691	19
113.50	0.172	0.494	19
113.55	-0.157	0.645	11
113.60	-0.540	0.057	16
117.30	-0.426	0.113	15
117.35	-0.080	0.739	20
117.40	0.042	0.883	15
117.45	0.413	0.142	14
117.50	0.023	0.941	13
117.55	0.299	0.434	9
117.60	-0.122	0.664	15
117.65	0.069	0.807	15
117.70	-0.249	0.487	11
117.75	-0.502	0.251	9
119.33	-0.128	0.692	12
120.30	0.230	0.451	13
120.35	-0.200	0.372	22
120.39	-0.243	0.275	22
120.45	-0.325	0.162	20
120.50	-0.594	0.020	16
120.55	0.072	0.824	13
120.60	0.083	0.788	14
120.65	-0.329	0.353	11
120.70	0.167	0.645	11
120.75	-0.400	0.505	7
120.80	-0.180	0.699	8
123.42	0.005	0.985	15
123.45	0.102	0.728	14
123.50	-0.041	0.875	17
123.55	-0.605	0.022	14
123.60	0.232	0.312	22
127.34	-0.233	0.309	21
127.40	-0.258	0.374	14
127.45	0.215	0.503	12
127.50	0.106	0.730	13
127.55	-0.305	0.290	14
127.60	-0.017	0.948	17
130.30	-0.168	0.505	18
130.35	0.311	0.325	12
130.40	-0.679	0.015	12

130.45	-0.483	0.095	13
130.50	-0.121	0.657	16
130.55	-0.303	0.338	12
130.60	-0.282	0.329	14
133.25	-0.167	0.568	14
133.30	0.588	0.057	11
133.35	0.440	0.236	9
133.40	0.425	0.148	13
133.45	0.241	0.532	9
133.50	0.362	0.247	12
133.55	0.274	0.553	10
133.60	-0.066	0.877	9
137.23	-0.399	0.177	13
137.30	0.125	0.769	8
137.35	0.283	0.644	5
137.40	-0.784	0.117	5
137.45	0.507	0.200	9
137.50	-0.612	0.107	8
137.55	-0.468	0.242	8
137.60	0.996	0.058	4

14 Anexo III

Numero de estación, Índice de correlación, valor de p y número de muestras empleadas para el análisis de correlación entre la abundancia de Copépodos y la ATSM.

Estación	correlación	p	#muestras
100.30	-0.390	0.339	10
100.35	-0.308	0.163	24
100.40	-0.361	0.070	32
100.45	-0.010	0.968	23
103.30	-0.190	0.683	9
103.35	-0.519	0.033	19
103.40	-0.427	0.038	27
103.45	-0.372	0.156	17
103.50	0.454	0.259	9
107.32	-0.290	0.416	11
107.35	0.393	0.147	18
107.40	-0.310	0.160	22
107.45	-0.384	0.095	20
107.50	0.087	0.812	12
107.55	-0.141	0.679	12
110.35	0.141	0.603	19
110.40	0.027	0.922	18

110.45	-0.429	0.097	17
110.50	-0.110	0.695	18
110.55	0.106	0.695	17
110.60	0.080	0.732	21
113.30	-0.326	0.328	11
113.35	-0.028	0.935	11
113.40	-0.061	0.823	17
113.45	0.258	0.318	19
113.50	-0.229	0.394	19
113.55	-0.028	0.934	11
113.60	-0.183	0.550	16
117.30	-0.294	0.307	15
117.35	0.293	0.223	20
117.40	-0.111	0.694	15
117.45	0.352	0.218	14
117.50	0.639	0.034	13
117.55	-0.086	0.826	9
117.60	-0.027	0.927	15
117.65	-0.096	0.745	15
117.70	-0.571	0.109	11
117.75	-0.232	0.658	9
119.33	0.682	0.015	12
120.30	0.107	0.728	13
120.35	-0.171	0.459	22
120.39	-0.078	0.750	22
120.45	-0.398	0.102	20
120.50	-0.120	0.710	16
120.55	-0.386	0.215	13
120.60	0.114	0.725	14
120.65	-0.286	0.456	11
120.70	-0.110	0.778	11
120.75	0.007	0.993	7
120.80	-0.070	0.896	8
123.42	0.237	0.436	15
123.45	-0.021	0.947	14
123.50	-0.783	0.007	17
123.55	0.748	0.088	14
123.60	-0.560	0.046	22
127.34	-0.345	0.227	21
127.40	-0.205	0.523	14
127.45	-0.302	0.397	12
127.50	-0.045	0.891	13
127.55	-0.378	0.202	14
127.60	-0.521	0.039	17
130.30	-0.042	0.872	18
130.35	0.126	0.697	12
130.40	0.160	0.620	12
130.45	-0.248	0.413	13
130.50	-0.120	0.671	16

130.55	-0.399	0.199	12
130.60	-0.538	0.047	14
133.25	-0.346	0.247	14
133.30	0.246	0.466	11
133.35	0.513	0.194	9
133.40	0.471	0.122	13
133.45	0.507	0.164	9
133.50	0.093	0.773	12
133.55	-0.160	0.732	10
133.60	0.436	0.463	9
137.23	-0.323	0.281	13
137.30	-0.018	0.967	8
137.35	-0.518	0.371	5
137.40	-0.734	0.158	5
137.45	-0.113	0.790	9
137.50	-0.216	0.607	8
137.55	-0.376	0.359	8
137.60	-0.404	0.735	4

15 Anexo IV

Numero de estación, Índice de correlación, valor de p y número de muestras empleadas para el análisis de correlación entre la abundancia de eufáusidos y la ATSM.

Estación	correlación	p	#muestras
100.30	0.258	0.537	10
100.35	-0.539	0.010	24
100.40	-0.364	0.068	32
100.45	-0.713	0.001	23
103.30	-0.143	0.760	9
103.35	-0.481	0.050	19
103.40	-0.535	0.006	27
103.45	-0.040	0.883	17
103.50	0.615	0.104	9
107.32	0.589	0.073	11
107.35	0.170	0.544	18
107.40	-0.001	0.997	22
107.45	-0.310	0.184	20
107.50	0.253	0.481	12
107.55	-0.343	0.301	12
110.35	0.092	0.735	19
110.40	0.176	0.513	18
110.45	-0.394	0.131	17
110.50	-0.290	0.294	18
110.55	-0.331	0.210	17

110.60	-0.129	0.576	21
113.30	*	*	11
113.35	-0.517	0.103	11
113.40	0.036	0.896	17
113.45	0.433	0.083	19
113.50	-0.147	0.586	19
113.55	0.167	0.625	11
113.60	-0.536	0.059	16
117.30	0.217	0.455	15
117.35	0.134	0.574	20
117.40	-0.158	0.575	15
117.45	0.544	0.044	14
117.50	0.341	0.304	13
117.55	-0.147	0.706	9
117.60	0.186	0.508	15
117.65	0.118	0.688	15
117.70	-0.674	0.046	11
117.75	-0.319	0.537	9
119.33	0.408	0.188	12
120.30	0.046	0.881	13
120.35	-0.237	0.302	22
120.39	-0.279	0.247	22
120.45	-0.383	0.116	20
120.50	0.458	0.134	16
120.55	0.007	0.982	13
120.60	-0.035	0.915	14
120.65	0.218	0.573	11
120.70	0.169	0.664	11
120.75	0.001	0.999	7
120.80	0.480	0.336	8
123.42	-0.280	0.355	15
123.45	0.056	0.862	14
123.50	-0.511	0.132	17
123.55	0.124	0.814	14
123.60	-0.220	0.471	22
127.34	-0.192	0.512	21
127.40	-0.384	0.218	14
127.45	-0.268	0.455	12
127.50	-0.027	0.935	13
127.55	-0.286	0.344	14
127.60	-0.420	0.106	17
130.30	-0.307	0.231	18
130.35	0.090	0.782	12
130.40	-0.019	0.954	12
130.45	-0.230	0.450	13
130.50	0.191	0.496	16
130.55	-0.714	0.009	12
130.60	-0.468	0.092	14
133.25	-0.314	0.297	14

133.30	0.054	0.874	11
133.35	0.128	0.762	9
133.40	0.067	0.837	13
133.45	-0.270	0.482	9
133.50	-0.077	0.812	12
133.55	-0.132	0.778	10
133.60	0.611	0.274	9
137.23	-0.068	0.825	13
137.30	-0.037	0.931	8
137.35	-0.288	0.639	5
137.40	0.231	0.709	5
137.45	-0.491	0.217	9
137.50	-0.187	0.658	8
137.55	-0.395	0.333	8
137.60	-0.962	0.176	4

16 Glosario

AAC	Anomalía de la abundancia de Copéodos.
AAE	Anomalía en la abundancia de Eufáusidos.
ABZ	Anomalía de la biomasa de zooplancton.
AMP	Anomalía mensual promedio.
ATSM	Anomalía de la Temperatura Superficial del Mar.
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer.
CalCOFI	California Cooperative Oceanographic Investigations
CC	Corriente de California.
CICESE	Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada
CMP	Climatología mensual promedio.
CTD	Conductividad, Temperatura y Densidad.
IMECOCAL	Investigaciones Mexicanas de a Corriente de California.
MEI	Multivariate ENSO Index
MODIS.	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
PDO	Pacific Decadal Oscillation
rmse	Root mean square error o error estándar de estimación
SCC	Sistema de la Corriente de California.
TMP	Temperatura mensual promedio obtenida al ajustar la serie de tiempo de la TSM con los armónicos anual y semi-anual.
TSM	Temperatura Superficial del Mar.

Referencias

- Anding, D. & R. Kauth. 1970. Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sensing of Environment* **1**(4): 217-220.
- Armstrong, E. M. 2000. Satellite Derived Sea Surface Temperature Variability Off California During the Upwelling Season. *Remote Sensing of Environment* **73**(1): 1-17.
- Attrill, M. J. & M. Power. 2002. Climatic influence on a marine fish assemblage. *Nature* **417**: 275–278.
- Bakun, A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science* **247**: 198–201.
- Belkin, I. M. 2009. Rapid warming of Large Marine Ecosystems. *Progress In Oceanography* **81**(1-4): 207-213.
- Bernstein, R. L. 1982. Sea surface temperature estimation using the NOAA-6 advanced very high resolution radiometer. *J. Geophys. Res.* **87**: 9455-9465.
- Bisagni, J. J., K. W. Seemann & T. P. Mavor. 2001. High-resolution satellite-derived sea-surface temperature variability over the Gulf of Maine and Georges Bank region, 1993-1996. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **48**(1-3): 71-94.
- Bjorkstedt, E., R. Goericke, S. McClatchie, E. Weber, W. Watson, N. Lo, B. Peterson, B. Emmett, R. Brodeur, J. Peterson, M. Litz, J. Gómez-Valdez, G. Gaxiola-Castro, B. Lavaniegos, F. Chavez, C. A. Collins, J. Field, K. Sakuma, P. Warzybok, R. Bradley, J. Jahncke, S. Bograd, F. Schwing, G. S. Campbell, J. Hildebrand, W. Sydeman, S. A. Thompson, J. Largier, C. Halle, S. Y. Kim & J. Abell. 2011. State of the California Current 2010–2011: Regional Variable Responses to a Strong (But Fleeting?) La Niña. *CalCOFI Rep* **52**: 36-68.
- Bjorkstedt, E., R. Goericke, S. McClatchie, E. Weber, W. Watson, N. Lo, B. Peterson, B. Emmett, J. Peterson, R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, F. Chavez, J. T. Pennington, C. A. Collins, J. Field, S. Ralston, K. Sakuma, S. Bograd, F. Schwing, Y. Xue, W. Sydeman, S. A. Thompson, J. A. Santora, J. Largier, C. Halle, S. Morgan, S. Y. Kim, K. Merkens, J. Hildebrand & L. Munger. 2010. State of the California Current, 2009–2010: Regional variation persists through transition from La Niña to El Niño (and back?). *CalCOFI Rep* **51**: 39-69.
- Bograd, S. J. & R. J. Lynn. 2003. Long-term variability in the Southern California Current System. *Deep-Sea Research II* (50): 2355-2370.
- Brinton E. 1962. The distribution of Pacific euphausiids. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* **8**:51–270.

Butler, M. J. A., M. C. Mouchot, V. Barale & C. LeBlanc (1990). Aplicación de la tecnología de percepción remota a las pesquerías marinas: manual introductorio. O.N.U.-F.A.O. Roma.

C.C.R.S. 2010. Fundamentals of Remote Sensing. En http://ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/chapter1/01_e.php

Cerdeira-Estrada, S. & G. López-Saldaña. 2001. Nuevo Sistema Satelital de Monitoreo Oceánico para México. *Ciencias Marinas* **37**(2): 237-247.

Coll, C., V. Caselles & E. Valor. 1993. Atmospheric correction and determination of sea surface temperature in midlatitudes from NOAA-AVHRR data. *Atmospheric Research* **30**(4): 233-250.

Comiso, J. (2010). Satellite Remote Sensing Techniques. (pp. 507). En: *Polar Oceans from Space*. Springer, New York.

Checkley Jr., D. M. & J. A. Barth. 2009. Patterns and processes in the California Current System. *Progress In Oceanography* **83**(1-4): 49-64.

Chelton, D. B., P. A. Bernal & J. A. McGowan. 1982. Large-scale interannual physical and biological interaction in the California Current. *Journal of Marine Research* **40**: 1095-1125.

Deschamps, P. Y. & T. Phulpin. 1980. Atmospheric correction of infrared of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary-Layer Meteorology* **18**: 131-143.

Di Lorenzo, E., A. J. Miller, N. Schneider & J. C. McWilliams. 2005. The Warming of the California Current System: Dynamics and Ecosystem Implications. *Journal of Physical Oceanography* **35**(3): 336-362.

Durazo, R., G. Gaxiola-Castro, B. E. Lavaniegos, R. Castro-Valdéz, J. Gómez-Valdés & A. S. Mascarenhas Jr. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002–2003: a weak El Niño and subarctic water enhancement. *Ciencias Marinas* **31**(3): 537-552, 0185-388.

Durazo, R., A. M. Ramírez-Manguilar, L. E. Miranda & L. A. Soto-Mardones. 2010. Climatología de variables hidrográficas en la Corriente de California frente a Baja California. En: Gaxiola-Castro G, Durazo R (eds.), *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Pp. 25-57.

Espinosa-Carreón, T. L., G. G. Castro, J. M. R. Pacheco & S. n. Martínez. 2001. Temperatura, salinidad, nutrientes y clorofila en aguas costeras de la ensenada del sur de California. *Ciencias Marinas* **27**(003): 397-422.

Espinosa-Carreón, T. L., P. T. Strub, E. Beier, F. Ocampo-Torres & G. Gaxiola-Castro. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *Journal of Geophysical Research* **109**(C3): C03039.

Gallaudet, T. C. & J. J. Simpson. 1994. An empirical orthogonal function analysis of remotely sensed sea surface temperature variability and its relation to interior oceanic processes off Baja California. *Remote Sensing of Environment* **47**(3): 375-389.

Gangopadhyay, A., P. F. J. Lermusiaux, L. Rosenfeld, A. R. Robinson, L. Calado, H. S. Kim, W. G. Leslie & P. J. H. Jr. 2011. The California Current System: A multiscale overview and the development of a feature-oriented regional modeling system (FORMS). *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **In press**.

Gaxiola-Castro, G., B. E. Lavaniegos, A. Martínez, R. Castro & T. L. Espinosa-Carreón (2010). Pelagic ecosystem response to climate variability in the Pacific Ocean off Baja California. (pp. 163-182). En: S. W. Simard y M. E. Austin. *Climate Change and Variability*. Sciyo Books, 486 p.

Gaxiola-Castro, G. & R. Durazo (2010). DINÁMICA DEL ECOSISTEMA PELÁGICO FRENTE A BAJA CALIFORNIA, 1997-2007. CICESE/UABC/INE. México, D.F.

Goericke, R., S. J. Bograd, G. Gaxiola-Castro, J. Gómez-Valdés, Rian Hooff, A. Huyer, K. D. Hyrenbach, B. E. Lavaniegos, A. Mantyla, W. T. Peterson, F. B. Schwing, R. L. Smith, W. J. Sydeman, E. Venrick & P. A. Wheeler. 2004. The State of the California Current, 2003–2004: A Rare “Normal” Year. *CalCOFI Rep.* **2004**.

Goericke, R., E. Venrick, T. Koslow, W. J. Sydeman, F. B. Schwing, S. J. Bograd, W. T. Peterson, R. Emmett, J. R. L. Lara, G. G. Castro, J. G. Valdez, K. D. Hyrenbach, R. W. Bradley, M. J. Weise, J. T. Harvey, C. Collins & N. C. H. Lo. 2007. The State of the California Current, 2006-2007: Regional and Local Processes Dominate. *CalCOFI Rep.* **48**.

Goericke, R., E. Venrick, A. Mantyla, S. J. Bograd, F. B. Schwing, A. Huyer, R. L. Smith, P. A. Wheeler, R. Hooff, W. T. Peterson, F. Chavez, C. Collins, B. Marinovic, N. Lo, G. Gaxiola-Castro, R. Durazo, K. D. Hyrenbach & W. J. Sydeman. 2005. The State of the California Current, 2004–2005: Still Cool? *CalCOFI Rep.* **46**.

Gómez-Valdés, J. & G. Jerónimo. 2009. Upper mixed layer temperature and salinity variability in the tropical boundary of the California Current, 1997–2007. *Journal of Geophysical Research*. **114**: C03012.

Gómez-Valdez, J. 1983. Estructura hidrográfica promedio frente a Baja California. *Ciencias Marinas* **9**(2): 75-86.

Gómez-Valdéz, J. 1983. Estructura Hidrográfica Promedio Frente A Baja California. *Ciencias Marinas* **9**(2): 75-86.

Gregg, W. W., M. E. Conkright, P. Ginoux, J. E. O'Reilly & N. W. Casey. 2003. Ocean primary production and climate: Global decadal changes. *Geophysical Research Letters* **30**(1809).

Hickey, B. M. 1979. The California current system --hypotheses and facts. *Progress In Oceanography* **8**(4): 191-279.

IMECOCAL. 2004. Antecedentes del Proyecto IMECOCAL. En <http://imecocal.cicese.mx/texto/antece.htm>

Keister, J. E. (2008). Variability in Mesoscale Circulation and its Effects on Zooplankton Distribution in the Northern California Current. Oregon State University. **Doctor of Philosophy**: 138.

Kidwell, K. B. (1985). NOAA polar orbiter data (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, and NOAA-9) users guide. NOAA y U. S. D. Comm. Washington, DC 20233.

Klemas, V. V. 2009. Remote Sensing of Coastal Resources and Environment. *Environmental Research, Engineering and Management* **48**(2): 11-18.

Koblinsky, C. J., J. J. Simpson & T. D. Dickey. 1984. An Offshore Eddy in the California Current System Part II: Surface Manifestation . *Progress In Oceanography* **13**: 51-69.

Kramer, D., M. J. Kalin, E. G. Steven, J. R. Thraikill & J. R. Zweifel. 1972. Collecting and processing data of fish eggs and larvae in the California Current region. NOAA Tech. Rep. NMFS Circ. **370**.

Kurczyn-Robledo, J. A. (2000). Variabilidad Espacio-temporal de la temperatura superficial del mar, frente a la Península de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. **Oceanólogo**.

Lavaniegos, B. E. 2009. Influence of a multiyear event of low salinity on the zooplankton from Mexican eco-regions of the California Current. *Progress In Oceanography* **83**: 369-375.

Lavaniegos, B. E., I. Ambriz-Arreola, C. M. Hereu, L. C. Jiménez-Pérez, J. L. Cadena-Ramírez & P. García-García (2010). Variabilidad estacional e interanual del zooplancton en la sección mexicana de la Corriente de California. (pp. 87-126). En: G. Gaxiola-Castro & R. Durazo. *DINÁMICA DEL ECOSISTEMA PELÁGICO FRENTE A BAJA CALIFORNIA, 1997-2007*. CICESE/UABC/INE, México, D.F.

Lavaniegos, B. E., J. Gómez-Gutiérrez, J. R. Lara-Lara & S. Hernández-Vázquez. 1998. Long-term changes in zooplankton volumes in the California Current System-the Baja California region. *Marine Ecology Progress Series* **169**: 55-64.

Lehodey, P. 2001. The pelagic ecosystem of the tropical Pacific Ocean: dynamic spatial modelling and biological consequences of ENSO. *Progress in Oceanography* **49**: 439-469.

Lentini, C. A. D., E. J. D. Campos & G. G. Podestá. 2000. The annual cycle of satellite derived sea surface temperature on the western South Atlantic shelf. *Rev. Bras. Oceanogr.* **48**(2): 93-105.

Lynn, R. J. 1967. Seasonal Variation of Temperature and Salinity at 10 Meters in the California Current. *CalCOFI Reports* **11**: 157-186.

Lynn, R. J., T. Baumgartner, J. Garcia, C. A. Collins, T. L. Hayward, K. D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F. B. Schwing, K. M. Sakuma & M. J. Tegner. 1998. The State of the California Current, 1997-1998: transition to El Niño Conditions. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports* **39** 25-49, 0575-3317.

Lynn, R. J. & J. J. Simpson. 1987. The California Current System: The Seasonal Variability of its Physical Characteristics. *Journal of Geophysical Research* **92**(12): 12947-12966.

Lluch-Belda, D., D. B. Lluch-Cota & S. E. Lluch-Cota. 2003. Scales of interannual variability in the California Current system: Associated physical mechanisms and likely ecological impacts. *CalCOFI Rep.* **44**: 76-85.

Mackas, D. L., W. T. Peterson, M. D. Ohman & B. E. Lavaniegos. 2006. Zooplankton anomalies in the California Current system before and during the warm ocean conditions of 2005. *Geophysical Research Letters* **33**(22): 1-7.

MacKenzie, B. R. & D. Schiedek. 2007. Long-term sea surface temperature baselines--time series, spatial covariation and implications for biological processes. *Journal of Marine Systems* **68**(3-4): 405-420.

Magaña Rueda, V. (2004). *Oceanografía y el Niño. Los impactos del niño en México*, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación. México: 229.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace & R. C. Francis. 1997. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**(6): 1069-1079.

Maurer, J. 2002. Infrared and microwave remote sensing of sea surface temperature (SST). En <http://www2.hawaii.edu/~jmaurer/sst/>

McClain, E., W. Pichel & C. Walton. 1985. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, C6: 11587-11601.

Merchant, C. J., P. Le Borgne, H. Roquet & A. Marsouin. 2009. Sea surface temperature from a geostationary satellite by optimal estimation. *Remote Sensing of Environment* **113**(2): 445-457.

Miranda-Bojórquez, L. E., R. Durazo & B. E. Lavaniegos (2009a). Informe de datos de CTD, Campaña IMECOCAL 0807, B/O Francisco de Ulloa, Julio 14 a Agosto 2 del 2008. Ensenada, CICESE. **96950**.

Miranda-Bojórquez, L. E., R. Durazo & B. E. Lavaniegos (2009b). Informe de datos de CTD, Campaña IMECOCAL 0810. B/O Francisco de Ulloa, 14 al 26 de Octubre del 2008. Ensenada, CICESE. **97590**.

NOAA. 2000. NOAA KLM USER'S GUIDE- Section 3.1-Advanced Very High Resolution Radiometer/3 (AVHRR/3). En <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html/c3/sec3-1.htm>

NOAA. 2008. Methodology, Product Description, and Data Availability of NOAA Coral Reef Watch (CRW) Operational and Experimental Satellite Coral Bleaching Monitoring Products. En <http://coralreefwatch.noaa.gov/satellite/methodology/methodology.html>

NOAA. 2010. Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR. En <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/avhrr.html>

Peterson, W. T., R. Emmett, R. Goericke, E. Venrick, A. Mantyla, S. J. Bograd, F. B. Schwing, R. Hewitt, N. Lo, W. Watson, J. Barlow, M. Lowry, S. Ralston, K. A. Forney, B. E. Lavaniegos, W. J. Sydeman, D. Hyrenbach, R. W. Bradley, P. Warzybok, F. Chavez, K. Hunter, S. Benson, M. Weise & J. Harvey. 2006. The State of the California Current, 2005-2006: Warm in the North, Cool in the South. *CalCOFI Rep* **47**.

Reid, J. L., G. I. Roden & J. G. Wyllie. 1958. Studies of the California Current System. *Contributions from the Scripps Institution of Oceanography* **998**: 27-56.

Reynolds, R. W., C. K. Folland & D. E. Parker. 1989. Biases in satellite-derived sea-surface-temperature data. *Nature* **341**(6244): 728-731.

Richardson, A. J. & D. S. Schoeman. 2004. Climate Impact on Plankton Ecosystems in the Northeast Atlantic. *Science* **305**(5690): 1609-1612

Roemmich, D. & J. McGowan. 1995. Climatic Warming and the Decline of Zooplankton in the California Current. *Science, New Series* **267**(5202): 1324-1326.

Seckel, G. R. & F. H. Beaudry. 1973. The radiation from sun and sky over the Pacific Ocean (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union* **54**(1114).

Sen, P. K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *J. Am. Stat. Assoc.* **63**: 1379-1389.

Trenberth, K. E. 1997. The Definition of El Niño. Bulletin of the American Meteorological Society **78**(12): 2771-2777.

Trenberth, K. E. & J. W. Hurrell. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Climate Dynamics **9**(6): 303-319.

U.S.-GLOBEC (1994). A science plan for the California Current. Global Ocean Ecosystems dynamics Rep. 11, Univ. Calif., Berkeley CA.

USGS & EPA. 2011. Moderate-Resolution Sea Surface Temperature Data for the Nearshore North Pacific. AVHRR Data Quality. U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1251. En <http://pubs.usgs.gov/of/2010/1251/description.html>

Wilkinson, T. A. C., E. Wiken, J. B. Creel, T. F. Hourigan, T. Agardy, H. Herrmann, L. Janishevski, C. Madden, L. Morgan & M. Padilla (2009). Ecorregiones Marinas del América del Norte. Comisión para la Cooperación Ambiental. Montreal

Wolter, K. & M.S. Timlin. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. . Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, (52-57).

Yuras, G. (1998). Introducción a la percepción remota del océano. University of Concepcion.

Zavala, L. E. Z. (1997). Metodología para el tratamiento de las imágenes del satélite LANDSAT con fines a la determinación de la temperatura superficial del agua: caso Golfo de Guayaquil. Facultad de Ingeniería Marítima y Ciencias del Mar. Guayaquil - Ecuador, Escuela Superior Politécnica del Litoral. **Oceanografía**.